



Norges miljø- og
biovitenskapelige
universitet

Masteroppgave 2017 30 stp
Fakultetet for miljøvitenskap og naturforvaltning

Landformer og prosesser i nedbørsfeltet til Årungen.

Landforms and processes in the catchment of lake
Årungen.

Tonje Samuelsen
Miljø og naturressurser

Forord

Masteroppgaven markerer slutten ved masterstudiet i Lektorutdanning i realfag. Masteroppgaven er skrevet for miljø og naturressurser med fordypning innenfor kvartærgeologi ved fakultet for miljøvitenskap og naturforvaltning (MINA) på Norges miljø- og biovitenskapelige universitet (NMBU).

Jeg vil takke min veileder Mona Henriksen for god veiledning, støtte og raske tilbakemeldinger gjennom dette halvåret. Jeg vil også takke Leif Vidar Jakobsen for veiledning i forbindelse med feltarbeid og georadarundersøkelse. Takk til Ståle Leif Haaland for veiledende samtaler, og Helen French med innhenting av LiDAR-data.

Takk til Kartverket og høydedata.no for LiDAR-data.

Videre vil jeg takke familie og venner for støtte og motivasjon gjennom denne prosessen.

Norges miljø- og biovitenskapelige universitet.

Ås, 15.5.2017.

Tonje Samuelsen.

Sammendrag

I dette studiet er pågående og tidligere prosesser og hendelser i nedbørsfeltet til Årungen undersøkt og analysert ved geomorfologisk kartlegging av landformene ved bruk av LiDAR-data. Feltundersøkelse ved bruk av georadar og sedimentologisk logging er tatt i bruk for å få et innblikk i prosessene som har hendt i studieområdet. Den geomorfologiske kartleggingen viser at landformene hovedsakelig er dannet av glasiøle- og fluviale prosesser, der fluviale prosesser står for pågående prosesser i dag.

Kartlegging tyder på at lineamenter i studieområdet er bestemmende for dreneringssystemet og beliggenhet av elve- og bekkeløp. Høydedrag, løsmasser og orientering av morenerygger vil antageligvis ha en styrende rolle for avrenningssystemet. Modellene gir en indikasjon på at studieområdet er preget av tidligere havnivå og havnivåendringer, der sedimentasjon av materiale er bestemmende for synlige ryggformer og nedskjæringer i løsmasser.

Abstract

In this study, ongoing and previous processes and events in the catchment of lake Årungen have been investigated and analyzed by geomorphological mapping of landforms using LiDAR-data. Field techniques including Ground Penetrating Radar, sedimentological mapping and analysis provide an insight to the processes that have taken place in the study area. The geomorphological mapping of landforms indicate that the landforms are mainly formed by glacial and fluvial processes. Mapping indicates that fluvial processes in the study area is one of the main ongoing processes today.

Also, mapping indicates that lineaments in the study area are determining for the drainage system and location of streams and rivers. Elevations, debris and orientation of moraine ridges will presumably have a controlling role of the drainage system. The models indicate that the study area is affected by earlier sea level and sea level changes, where sedimentation of debris determines visible ridges and channels.

Innholdsfortegnelse

1 Innledning.....	6
1.1 Mål.....	6
1.2 Områdebeskrivelse.....	7
Syverud.....	11
Bunnefjorden.....	11
2 Teori.....	12
2.1 Isavsmelting på Østlandet.....	12
2.2 Landformer og prosesser.....	15
2.2.1 Breerosjon og glasiiale landformer.....	16
2.2.2 Elveerosjon og fluviale landformer.....	17
2.3 Klimaet fremover.....	18
3 Metoder.....	19
3.1 Fjernanalyse – LiDAR.....	19
3.2 Feltmetode.....	23
3.2.1 Georadar.....	23
3.2.2 Sedimentologisk logging.....	28
3.3 Feltobservasjoner.....	28
3.4 Laboratoriemetoder.....	28
4 Resultater.....	30
4.1 Fjernanalyse – LiDAR.....	30
4.1.1 Oversikt over nedbørsfeltet.....	30
4.2 Berggrunn.....	35
4.3 Morenerygger.....	37
4.4 Havnivå, strandlinjer og avsetninger.....	41
4.4.1 Sedimenter.....	44
4.5 Bekker- og elveformer.....	52
4.5.1 Meandrerende løp.....	52
4.5.2 Elvekanaler.....	55
4.5.3 Raviner.....	57
4.5.4 Terrasser.....	63

4.6 Bunnefjorden.....	65
4.6.1 Georadar.....	66
5 Diskusjon.....	77
6 Konklusjon	83
7 Forslag til videre undersøkelser.....	84
8 Referanser.....	85
Vedlegg.....	

1 Innledning

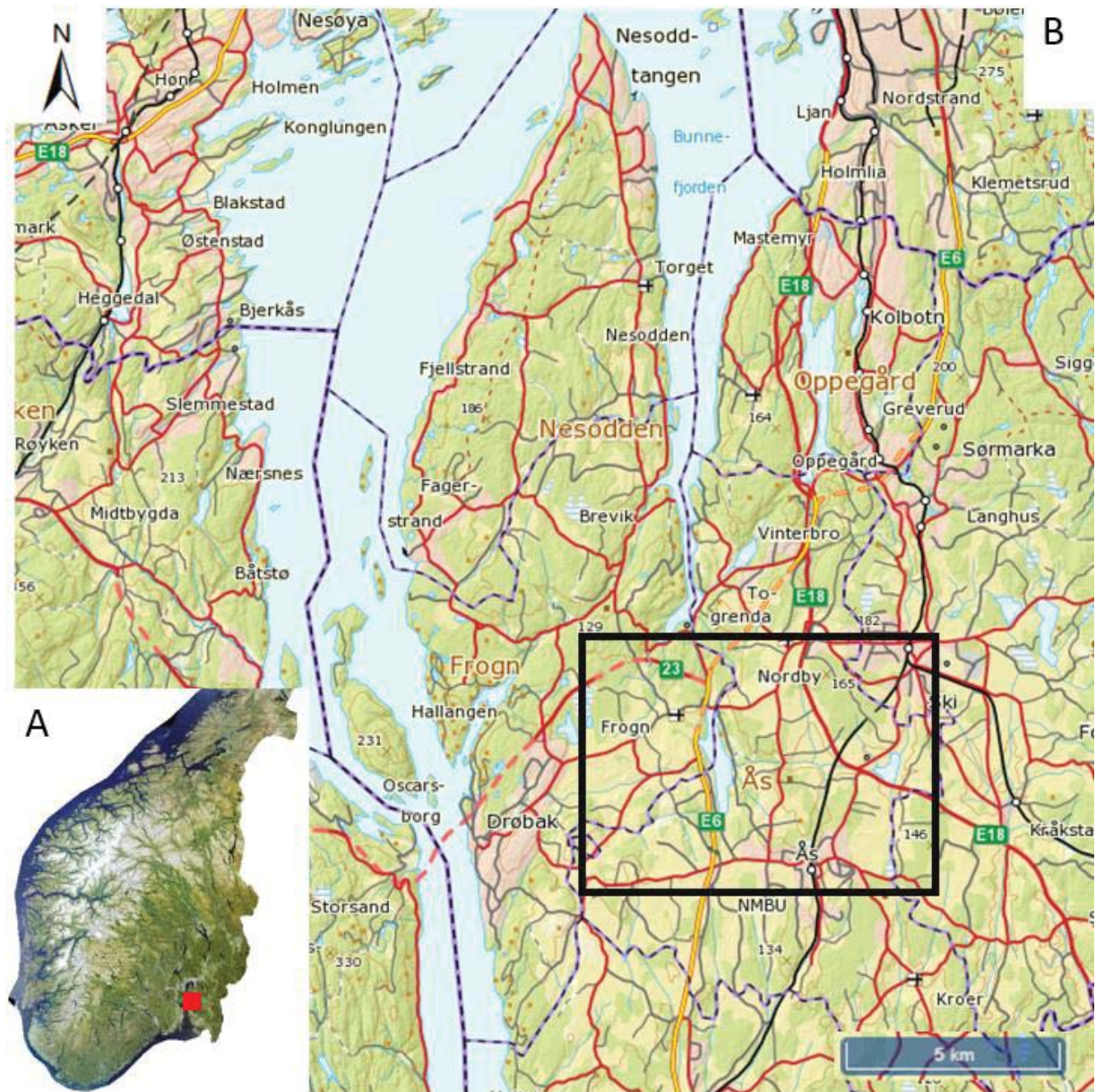
1.1 Mål

Målet med dette masterstudiet er å rekonstruere pågående og tidligere prosesser og hendelser i nedbørsfeltet til Årungen ved detaljert geomorfologisk kartlegging av landformer med støtte fra feltundersøkelser, observasjoner og litteratursøk. LiDAR-teknologi gjør det mulig å generere høyoppløselige terrengmodeller som kan brukes til kartlegging. Kartlegging gjør det mulig å observere tydelige former og strukturer i nedbørsfeltet som gjør det mulig å analysere nedbørsfeltet. Her kan landformene tolkes og beskrives i sammenheng med prosesser som har dannet dem. Kartleggingen vil kunne gi bedre oversikt over aktive prosesser som fører til sedimenttilførsel og transport av materiale til Årungen innsjø i dag og fremover i tid.

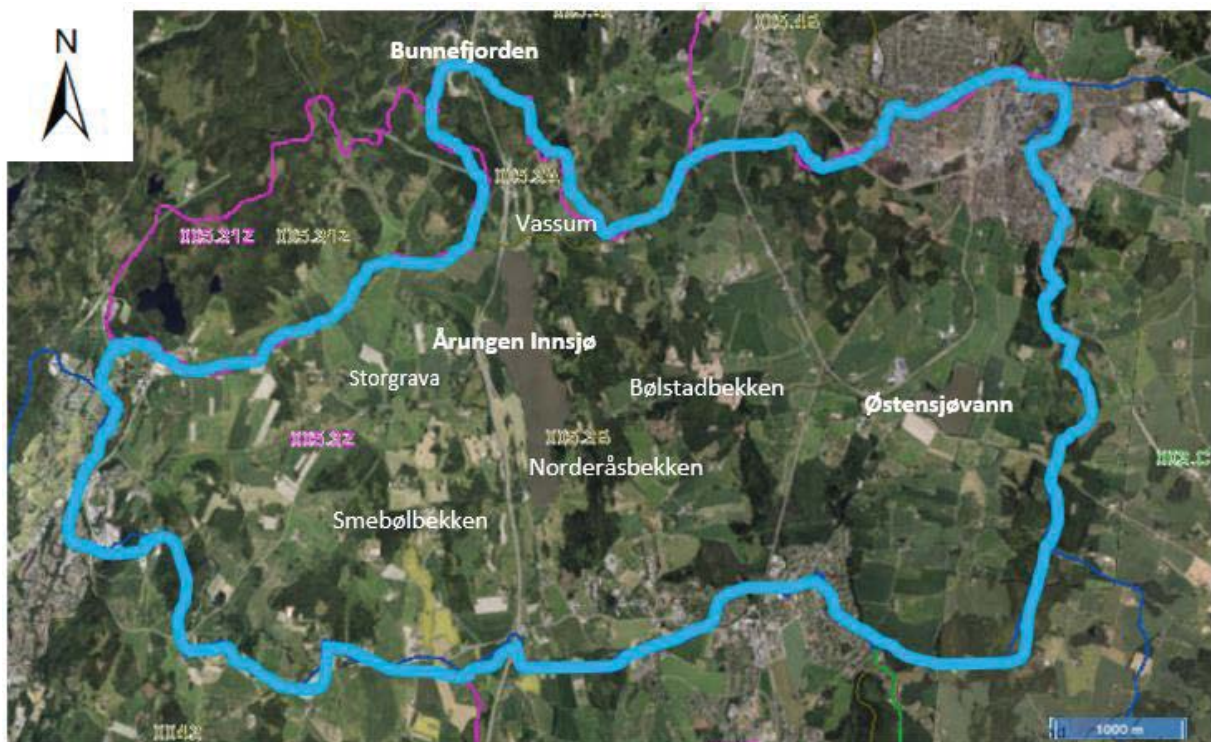
Analyser av orientering, utbredelse og størrelse av landformer som morenerygger og fluvialt dannede ravinesystemer og elveløp er gjort for å undersøke hvordan prosessene oppfører seg med de underliggende berggrunns strukturer i studieområdet. Analyser av helningsgrad, hypotetiske avrenningsmønster og erosjonsrisiko er gjort for å få et innblikk i prosessene i nedbørsfeltet.

1.2 Områdebeskrivelse

I denne masteroppgaven er studieområdet nedbørsfeltet til Årungen (52 km²), som ligger kommunene Ås, Ski og Frogn i Akershus fylke. Studieområdet ligger ca 30 km sør for Oslo, på Østlandet (Figur 1.1).

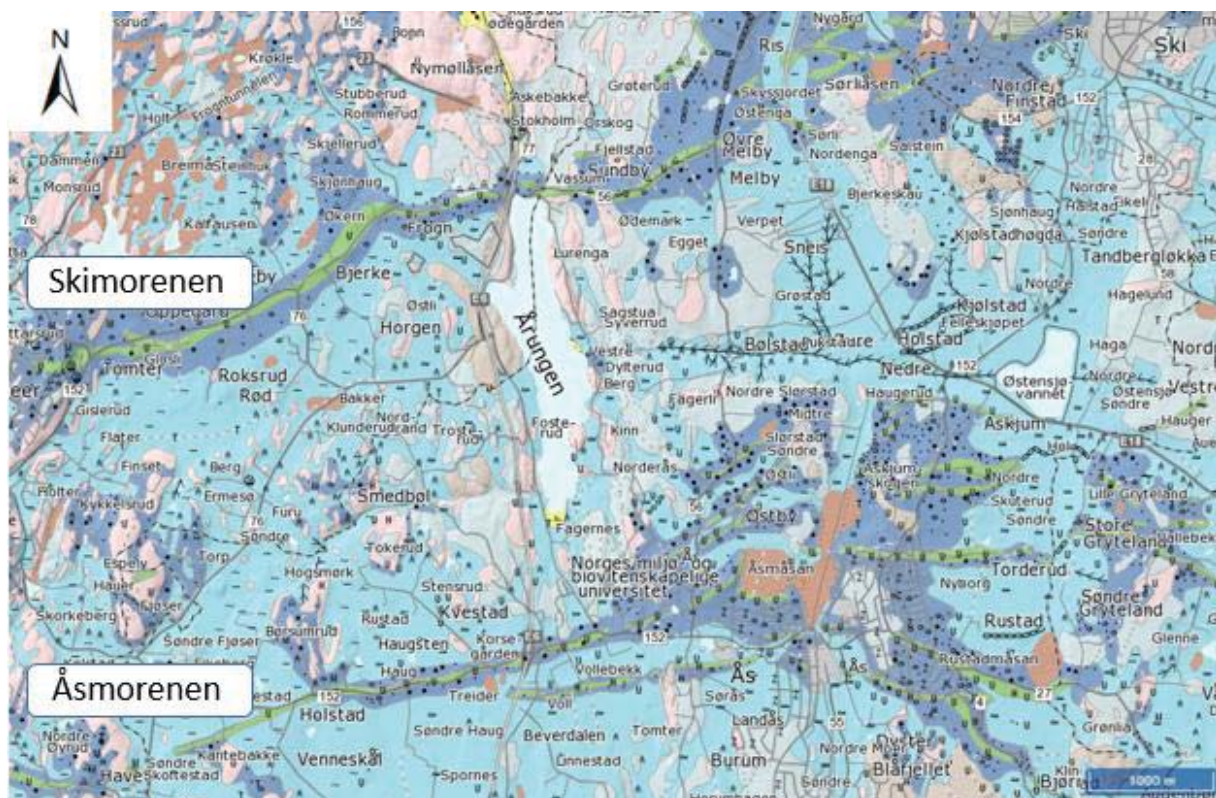


Figur 1.1: (A) Lokasjon av studieområdet på Østlandet (rødt punkt). (B): Oversiktskart over Akershus, med utsnitt av studieområdet i Frogn, Ski og Ås kommune. Kart er hentet fra NGU arealinformasjon over Norge. (NGU 2017a)



Figur 1.2: Nedbørsfeltet til Årungen (blått). Hentet fra NVE nedbørsfelt REGINE (NVE 2017).

Studieområdet har store jordbruksarealer ($>50\%$), skog og bebyggelse, med antropogen påvirkning innenfor jordbruksdrift, infrastruktur og bebyggelse. Figur 1.2 viser grensene til nedbørsfeltet, der overflatevann transporteres nedstrøms mot Årungen innsjø i hovedbekkene Bølstadbekken (med overgang til Syverudbekken), Smebølbekken, Storgrava og Norderåsbekken. Østensjøvann på 0.33 km^2 (89 moh) dreneres nedstrøms mot Årungen innsjø på 1.17 km^2 (33 moh) via Bølstadbekken. Utløpet til Årungen innsjø ligger ved Vassum, og dreneres nedstrøms mot Bunnefjorden (0 moh), som er det laveste punktet i dreneringssystemet for nedbørsfeltet.



Figur 1.3: Kvartærgeologisk løsmassekart over nedbørsfeltet til Årungen. Hentet fra NGU løsmassekart (NGU 2017b).

Skimorenen danner vannskillet mellom vassdragene i nordgående retning, mens Åsmorenen danner vannskillet i sørgående retning i nedbørsfeltet (figur 1.2, 1.3).

Området ligger under den marine grensen på 210 meter over havet (Sørensen et al 2015), der høyeste punkt i landskapet ligger tilnærmet 184 moh. Det laveste punktet innenfor nedbørsfeltet er Årungen innsjø på 33 moh, før det dreneres nedstrøms mot Bunnefjorden (0 moh). Løsmassene i området er dominert av glasiale avsetninger og tynne og tykke fluviale avsetninger (figur 1.3). Morener og isrande ble bygget opp under tilbaketrekking, fremrykk og opphold ved brefronten under avsmeltingen av innlandsisen. Havavsetningene ble sedimentert og avsatt som følge av at

Tegnforklaring

Løsmasse

- Tynn morene
- Tykk morene
- Randmorene
- Breelavsetning
- Bresjø-/innsjøavsetning
- Tynn hav-/strandavsetning
- Tykk havavsetning
- Marin strandavsetning
- Elveavsetning
- Vindavsetning
- Forvitringsmateriale
- Skredmateriale
- Steinbreavsetning
- Torv og myr
- Tynt humus-/torvdekke
- Fyllmasse
- Bart fjell, stedvis tynt dekke

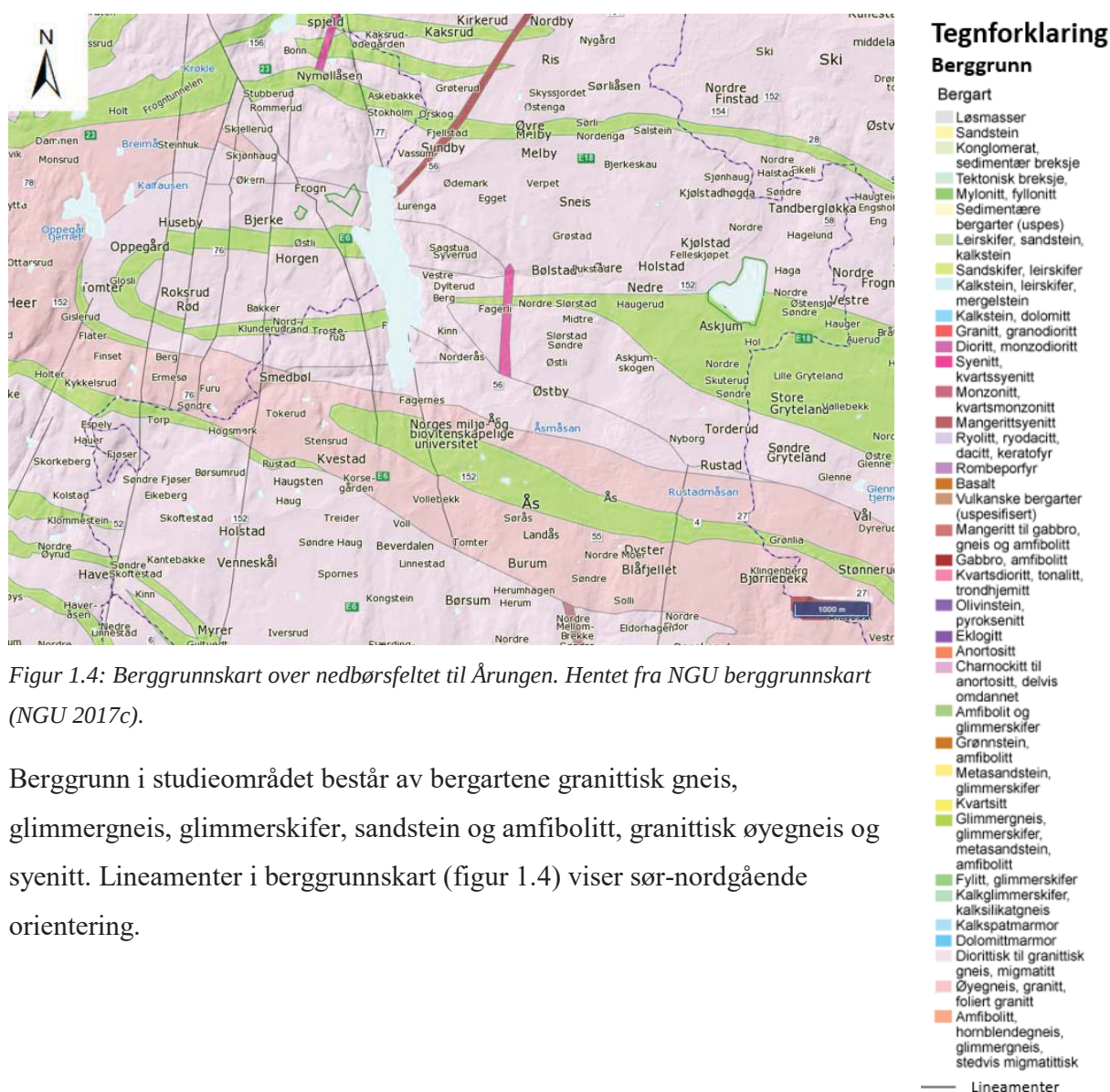
Løsmasseinnslag

- M Morenemateriale
- M Moreneleire
- A Ablasjonsmateriale
- B Breelavsetning
- Bs Brekkammer/Bresjøavsetning
- In Innsjøavsetning
- Bs Bresjø- og innsjøavsetning
- W Strandavsetning fra bresjø/innsjø
- H Hav- og fjordavsetning
- V Marin strandavsetning
- E Elve- og bekkeavsetning
- Fl Flomavsetning
- V Vindavsetning
- R Skredmateriale
- Sp Steinsprang
- Sl Løsmasseskredmateriale
- Ss Snøskredmateriale
- Sb Steinbreavsetning
- T Torv og myr
- l Humusdekke/tynt torvdekke over berggrunnen
- Z Fyllmasse

Kornstørrelse

- ~ Leir
- = Siltig leir
- = Leirig silt
- Silt
- + Sandig silt
- ~ Siltig sand
- Sand
- Grusig sand
- Sandig grus
- Grus
- Steinig grus
- Grusig stein
- Stein
- ◊ Blokk

området lå under havnivået etter at innlandsisen forsvant. Landskapet ligger i et lavlandsområde er preget av et morenelandskap med øst-vestgående orientering (Rosenfeld 1978). Landskapet er formet av underliggende berggrunnstruktur med overliggende løsmasser som gir landskapet et undulerende uttrykk. (Sørensen 1996, Sørensen 2015). Berggrunn i området viser skuringsstriper i sør-nordgående retning (Bjørnlykke 1930).



Figur 1.4: Berggrunnskart over nedbørsfeltet til Årungen. Hentet fra NGU berggrunnskart (NGU 2017c).

Berggrunn i studieområdet består av bergartene granittisk gneis, glimmergneis, glimmerskifer, sandstein og amfibolitt, granittisk øyegneis og syenitt. Lineamenter i berggrunnskart (figur 1.4) viser sør-nordgående orientering.

Syverud

I studieområdet Syverud (figur 3.1) ble det utført sedimentologisk logging og innsamling av sedimentprøver. Syverud ligger i et område med tett gran- og løvskog med marine og fluviale avsetninger. Området ligger i ytterkanten av en meandersving av elveløpet til Syverudbekken. Syverudbekken er en del av Bølstadbekken der vann dreneres nedstrøms fra Østensjøvann mot Årungen innsjø. I bekkeløpet der vannhastigheten er høyest kan det observeres blokker. Det er betydelige mengder av finfraksjoner som leire og silt i yttersvingene der elveløpet meandrerer, med grovere kornfraksjoner som grus og stein i innersvingsbanker. Området er preget av spor etter større og eldre elveløp som har gravd seg ned i løsmasser.

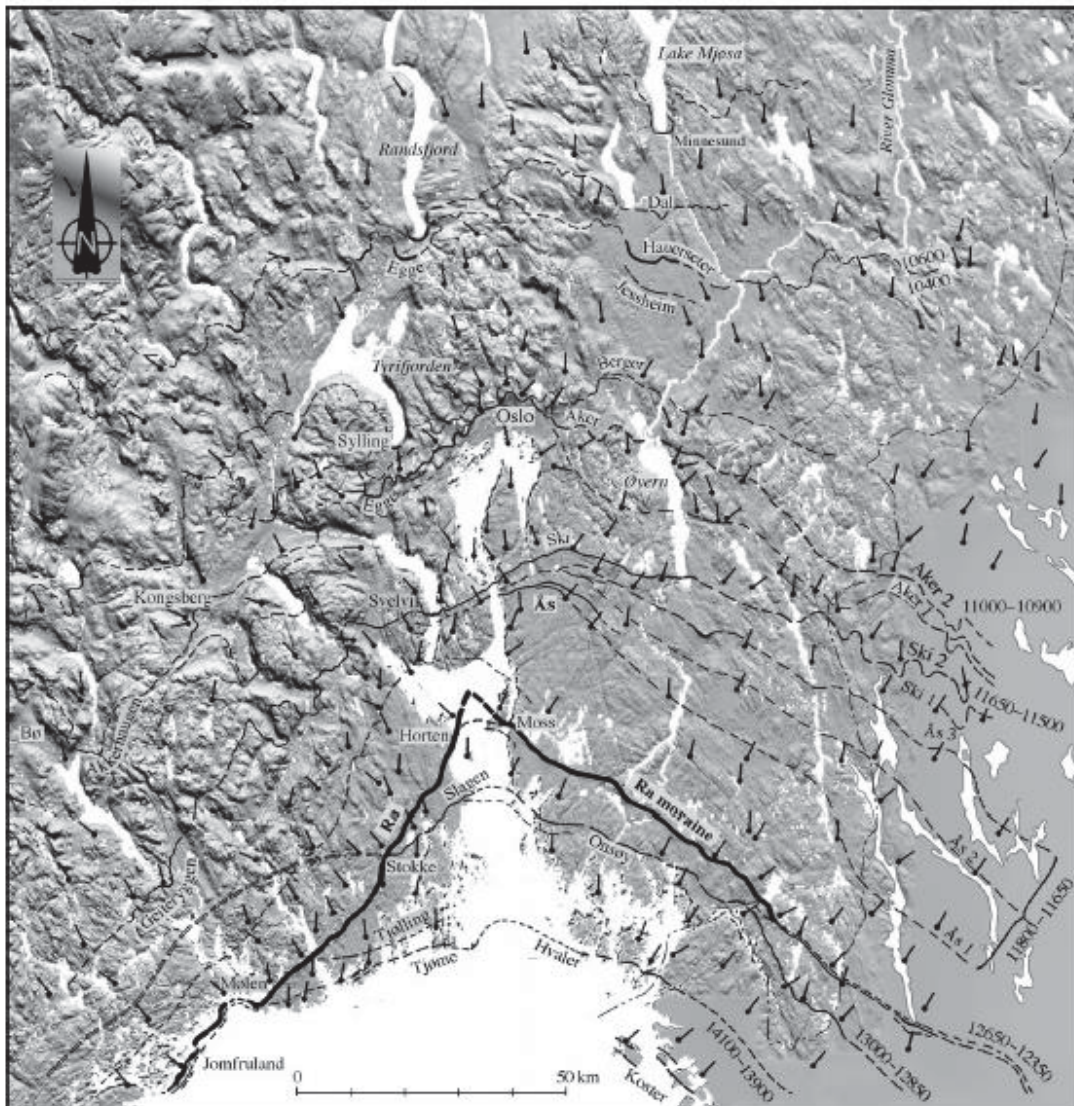
Bunnefjorden

Feltarbeid med georadar ble utført ved Bunnefjorden (figur 3.1) som ligger på privat område 10 meter over havet. Studieområdet ble valgt ut som følge av tidligere studier gjennomført av Rolf Sørensen, der Sørensen har undersøkt og logget et naturlig utrast profil. Området er av interesse som følge av en hypotese om en katastrofetapping (Sørensen privat), noe som ble utgangspunkt for videre undersøkelser med georadar. Studieområdet ligger på et relativt flatt område med svak hellende sør-nord orientering som er egnet til bruk av georadar. I området var det noen kraftlinjer, biler og bygninger. På østsiden av området ligger elveløpet fra Årungen innsjø som dreneres ut Bunnefjorden. Området ligger i nærheten av skog med blanding av gran- og løvskog med synlig berggrunn, der elveavsetninger dominerer (figur 1.3).

2 Teori

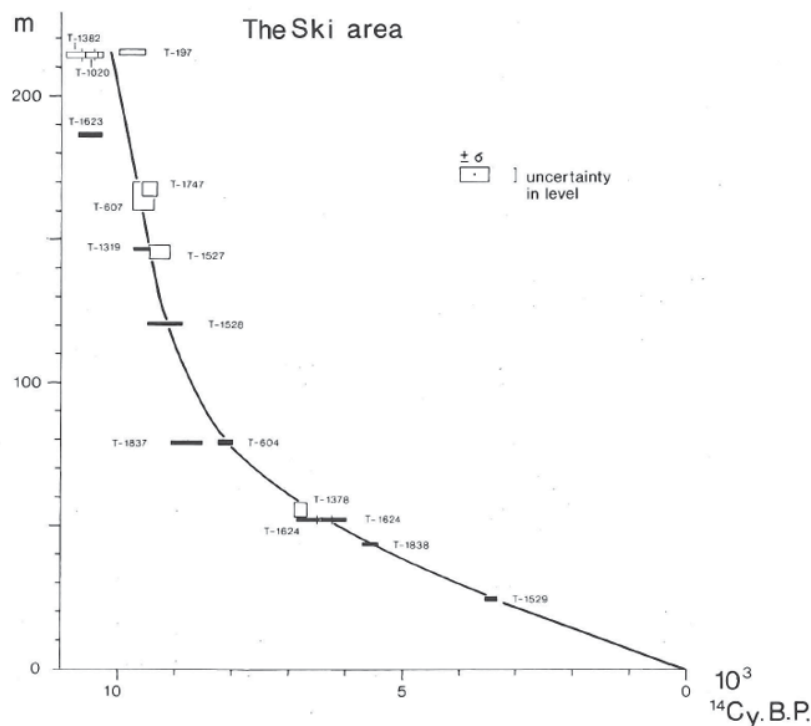
2.1 Isavsmelting på Østlandet

Siste istids maksimum (25 000 – 18 000 før nåtid) ble avsluttet som følge av en kombinasjon av endringer i atmosfæren, kryosfæren og hydrosfæren (Hald et al. 2001). Under siste istidsmaksimum var Norge dekket av 2-3 km lag is (Berg 2005), der innlandsisen og prosessene som fulgte førte til at eldre kvartære landformer og løsmasser ble fjernet fra Norge (Mangerud et al. 2011). Ifølge Hald et al (2001) var det et samspill mellom økt solinnstråling, samt endringer i havstrømmene, der en kombinasjon av varmere klima og adveksjon av varmt overflatevann som førte til siste deglasiasjon. Endring i solinnstråling førte til en varmere interstadial (bølling) som startet isavsmeltingen på Østlandet for 15 000 – 16 000 år siden (Berg 2005). Innlandsisen trakk seg tilbake fra midlere mot høyere breddegrader med sykluser av kalde stadialer og varme interstadialer (Vorren & Mangerud 2013). Ifølge Vorren & Mangerud (2013) trakk isen seg tilbake mellom 30 – 40 meter per år fra Hvaler mot Ski.



Figur 2.1: Kart over Oslofjorden, Vestfold og Østfold. Viser orientering av skuringsstriper, israndtrinn og alder av israndtrinn (Mangerud et al. 2011)

Innlandsisens tyngde førte til en isostatisk senkning av landet. Etter at innlandsisen forsvant lå havnivået 200 meter høyere enn i dag (Berg 2005). Den fraværende tyngden fra innlandsisen førte til en isostatisk heving av landet, med regresjon av havnivå (Jørgensen et al. 1997). Som følge av landheving og senkning av havnivået ble berggrunn og løsmasser utsatt for utvasking og bølgevasking (Rosenfeld 1978). Landhevingen var rask de første 100 årene, og etter at innlandsisen forsvant ble landet hevet mellom 8 – 10 cm per år (Berg 2005).



Figur 2.2: Strandforyskyvningskurve over Ski området. (Sørensen 1979).

Nedbørsfeltet til Årungen er et landskap som er preget av glasifluviale avsetninger (Sørensen 1983), og fluviale avsetninger. Landformene er hovedsakelig dannet av morene og israndrygger fra opphold, fremrykk og tilbaketrekking av isbrefronten (Rosenfeld 1978), med et undulerende landskap dannet av abrasjon, elveerosjon og underliggende berggrunnsstruktur (Sørensen et al 2015, Sørensen 1996). Landformene og løsmassene i nedbørsfeltet til Årungen er preget av prosessene som følge av landheving, havnivået og av et varierende vær som skifter mellom varme og fuktige til tørre og kalde forhold der hydrosfæren antageligvis har hatt stor betydning. (Sørensen et al. 2015, Hald et al. 2001)

Tabell 2.1: Kronosone, År før nåtid (Vorren & Mangerud 2013, Sigmond 2013 (Holocen)). Med skiftende klima i nedbørsfeltet til Årungen (Sørensen et al. 2015).

Kronosone	År	Hendelser og klima.
Subatlantikum	2600 ->	Stor Årungen blir til Årungen (50 moh → 33 moh). Katastrofetapping – Nedbørsfeltet utvides. (Rolf Sørensen privat)

		Økende nedbør og kaldere klima (Sørensen et al. 2015)
Subboreal	5700 - 2600	
Atlantikum	8800 - 5700	Varmt klima, økning i nedbør. Havnivået stod 50 meter høyere enn i dag. (Sørensen et al. 2015). 7500 – 5000 år før nåtid: Høyvarmetid. Syklus av nedbørsøkning og mindre nedbør (Sørensen et al 2015). 7000 år siden: Havnivået stod 60 meter høyere enn i dag (Berg 2005).
Boreal	10200 - 8800	Varmt og tørt klima (Sørensen et al. 2015). 9000 år siden: Havet stod 70 meter høyere enn i dag. (Berg 2005)
Preboreal	11700 - 10200	Overgang fra havbukst til innsjø (Rustadmåsan) (Sørensen et al. 2015).
Yngre dryas	12800 - 11700	Stadial. Ås-ski morenene dannet under siste del av Yngre dryas. (11800 – 11650 før nåtid). Tilbaketrekking av innlandsisen 30 – 40 meter per år. (Vorren & Mangerud 2013)
Allerød	14000 - 12800	Interstadial. (Vorren & Mangerud 2013)
Eldre dryas	14300 – 14000	Stadial. (Vorren & Mangerud 2013)
Bølling	15700 - 14300	Interstadial. (Vorren & Mangerud 2013) Havnivået stod 200 meter høyere enn i dag. (Sørensen 1996). Isavsmelting på Østlandet (Berg 2005).
Eldste dryas	25000 - 15700	Stadial. Siste istidsmaksimum. Starten på isavsmeltingen. (Vorren & Mangerud 2013).

2.2 Landformer og prosesser.

Landformer blir dannet i korrelasjon mellom klima, agens, prosess og strukturene under jordoverflaten (Sulebak 2007), der klimatiske sykluser innenfor temperatur og nedbør har hatt en avgjørende faktor på agens (elver og breer) og prosess (erosjon, transport og sedimentasjon) (Anderson 2010, Sulebak 2007).

Erosjon er en aktiv geologisk prosess, der berggrunn og løsmasser blir fjernet fra sitt opprinnelige felt, og det løsrevete materialet blir fraktet bort ved bevegelse og/eller av gravitasjon. Årsak til erosjon er mekanisk nedtæring og nedslitning som følge av nedbør, elver og isbreer (Jørgensen et al 1997, Sigmond 2013, Sulebak 2007).

2.2.1 Breerosjon og glasiale landformer.

«Geomorfologisk glasiologi» er en betegnelse på hvordan landformer og løsmasser blir formet og dannet som følge av innlandsisen og brefrontens virkning på jordoverflaten (Nesje 2012).

Breerosjon forekommer som mekanisk slitasje som følge av isens bevegelse over jordoverflaten, i berggrunn og løsmasser, der partikler slites ned til mindre komponenter gjennom transport, der løsmateriale i isbreen (blokk, stein, grus mm) i isbreen kommer i kontakt med jordoverflaten (fjell, løsmateriale) (Nesje 2012, Sigmond 2013).

Innlandsisen førte til at eldre kvartære landformer og løsmasser ble erodert via abrasjon og transportert fra landoverflaten (Mangerud et al. 2011). Brefrontens transport og bevegelse er i korrelasjon med atmosfæren og hydrosfæren, der prosesser som framrykk, kalving, tilbaketrekking av brefronten og opphold av brefronten har en sammenheng med klimaet. (Mangerud et al. 2011, Hald et al. 2011, Sørensen 1992, Nesje 2012, Rosenfeld 1978).

Som følge av brefronten er det avsatt store mengder glasifluviale avsetninger som morenerygger, isrande og andre ryggformer, noe som vises i områdebeskrivelse for Årungen Kornfraksjoner fra glasifluviale avsetninger er alt mellom blokk, stein, grus, sand, silt og leire (Sørensen 1983, Rosenfeld 1978).

Israndtrinnene (figur 2.1) viser Ås- og Ski morenen er datert til 11 800 år før nåtid, og 11 650 år før nåtid, under siste del av yngre dryas (Vorren & Mangerud 2013). Moreneryggene viser til opphold og framrykk av brefronten der glasiale og glasifluviale løsmateriale har blitt avsatt (Sørensen 1983).

Rosenfeld (1978) gjorde en grundig kartlegging av isrande i Ås kommune. Undersøkelsene har Rosenfeld viser at israndtrinnene i Ås kommune varierer mellom 2 – 30 meters høyde, og inneholder grovere kornfraksjoner lenger unna midtsenteret av ryggformene som følge av utvasking under landhevingen. Flere små isrande kan antageligvis tolkes som De Geer morener/Årsmorener. Ifølge Rosenfeld ligger noen parallelle ryggformer så tett at de danner en større ryggform, der bakenforliggende årsak er tilbaketrekning og brefremstøt. (Rosenfeld 1978).

2.2.2 Elveerosjon og fluviale landformer:

Fluvialerosjon er en kombinasjon av nedbør og avrenning med overskudd av overflatevann, der overskuddet av vannmassene er høyere enn infiltreringsratioen for løsmasser. Ved nedbør vil regndråper som treffer jordoverflaten løsrive sammensatte partikler fra jordlag og løsmateriale (Greipsland 2016). I et nedbørsfelt påvirkes erosjon av løsrivelse av sammensatte partikler og vanntransport (Jørgensen et al 1997). Et vannvolum vil transporteres fra høyereliggende områder mot lavereliggende områder før vannet når ut i innsjø eller hav (Sulebak 2007). Det er en rekke faktorer som bidrar til fluvial erosjon, og forekommer i en korrelasjon med nedbørintensitet, transporthastighet, helning i terrenget, jordtype, vegetasjonsdekke og snødekke (Nibio 2016). I områder der løsmateriale har lav infiltrasjon, permeabilitet og kompakt jordstruktur vil erosjonsrisikoen øke (Børresen 2011). Avrenning vil øke med økende influks av vann, og hastighet.

Etter at innlandsisen forvant lå nedbørsfeltet til Årungen under havnivået (200 meter). Havnivået førte til sedimentasjon av glasimarine sedimenter og havsedimenter som sand, silt og leire. Hele området ligger under den marine grensen på 210 meter, og de fluviale avsetningene har hatt stor betydning for jordbruksarealer og matproduksjon i dag. Glasiale avsetninger ble utvasket og transportert til stillerestående vann, der materialet ble sedimentert på havbunnen (Jørgensen et al. 1997).

Fluvial geomorfologi vil være prosessene med vann som danner ulike landformer gjennom erosjon, transport og sedimentasjon av løsmateriale. Vannføring, vannets hastighet, elveleiets helningsgrad, bredde, dyp og ruhet vil bidra til erosjon eller sedimentasjon i elveløpet (Anderson 2010, Sulebak 2007). Vannhastighet og løsmaterialets størrelse bestemmer hvilke materialer som blir ført med vannet. Tyngre materialer som blokk og stein transporteres over kortere avstander enn lettere kornfraksjoner som sand, silt og leire. Underliggende strukturer som fjell bestemmer hvilken retning vannføringen har (Jørgensen et al. 1997, Sulebak 2007)

2.3 Klima fremover

Prosessene for lenge siden kan brukes til å forstå hvordan prosessene vil kunne påvirke landskapet i fremtiden. I nedbørsfeltet til Årungen vil disse prosessene hovedsakelig være temperatur- og hydrologisk basert. Ifølge rapporten Klima i Norge 2100 (Miljødirektoratet 2015) viser fremtidige klimascenarioer at Norge vil ha en temperaturøkning, i tillegg til økning i nedbørsmengde, intensitet og avrenning. Endringer i de hydrologiske fluksene som følge av klimaendringene vil påvirke mengde erosjon og sedimenttransport av løsmateriale i nedbørsfeltet, og kunne påvirke de fluviale geomorfologiske prosessene i området, slik vi har sett tidligere. Nedbørsfeltet inneholder store jordbruksarealer, og vil derfor være et interesseområde for å bevare produksjon og for å hindre erosjon innad i jordbruket. Ved bruk av Lidar-data er det mulig å observere helningsgrad og elvestrømmer i interesseområdet, for å kunne gi en risikovurdering og vurdere hvilke området som er utsatt for økning i hydrologiske flukser.

3 Metoder

3.1 Fjernanalyse – LiDAR

Lidar (Light detection and ranging) er en fjernanalytisk kartleggingsmetode ved bruk av 3D laserskanning, som bruker laser for å kartlegge jordoverflaten med detaljerte målinger av terreng- og høydedata (Kartverket 2015). Innsamling av laserdata over nedbørsfeltet til Årungen med en flyhøyde på 1030 meter (Follo 2014). Lidar baseres på punktskyer i XYZ retning generert fra avstandsmåling mellom fly og terrengoverflate ved hjelp av lasersensor (Kartverket 2016, Follo 2014) og det reflekterte signalet (NGI 2017). LiDAR-data av nedbørsfeltet til Årungen er hentet fra laserprosjektet 2014 over Follo-området. Dataene har en DTM type FKB laser 10, som genererer en svært detaljert beskrivelse av terrenget (FKB 2013) med en punkttetthet på 5 (punkt/m²) (Follo 2014). Koordinatsystem og høydesystem for produktet er Euref-89 og NN2000. Ifølge prosjektrapporten er avvik i høyde på 0.005 meter, med et standardavvik på 0.027 meter, noe som sier at dataene gir nøyaktige målinger av terrengoverflaten (Follo 2014).

Lidar-data filene ble levert som komprimert LAZ format, og ble konvertert over til LAS format for å kunne leses av i ArcMap (ArcMap 2016c). Laserfilene ble observert som punktskyer som inneholdt koder med ulike overflater som vegetasjon og bebyggelse for å nevne noen.

Interesseområdet i nedbørsfeltet er bakkeoverflaten, dermed ble det lagd et nytt lag der andre koder enn koden for bakkeoverflaten/terrenget ble filtrert bort for å kunne observere overflaten av terrenget. Den nye modellen viser dermed punktskyer med høyde av bakkepunktene. LAS filene ble deretter konvertert til rasterformat som en digital elevasjonmodell (DEM) i 0.25 meter celledimensjon for å generere høyoppløselig terrengmodell. Mindre celledimensjon gir høyere oppløsning og romlig nøyaktighet. Interpoleringsmetoden «naturlig nabo» ble valgt ut som følge at dette gir pålitelige resultater i store datasett. Verdifeltet under konverteringen ble satt til elevasjon, der hver pikselverdi har en høydeverdi. Modellen er gitt som .img fil som virker bra for store datasett. Siden 0.25 celledimensjon fører til tregere prosessering ble det også generert en 0.5 meter oppløsning av modellen som kun ble brukt med WMS tjenester og nedbørsfeltanalyse.

For å undersøke og analysere overflaten ble fjellskyggeverktøyet tatt i bruk for å observere strukturer og mønster i DEM modellen. Fjellskyggen danner en hypotetisk lyskilde i forhold til asimut (kompassretning av solen) og solhøyde (ArcGIS 2016). Flere grader innenfor asimut ble

undersøkt, noe som viste at asimut retningen ble satt til 337,5 grader i retning nord-nordvest. Nord-nordvest ble valgt fordi retningen viste et tydeligere bilde av landformene enn fra andre vinkler, da noen av strukturene og mønstrene forsvant eller var mindre tydelige. Solhøyden ble satt til 45 grader.

Andre verktøy i GIS programmet ble tatt i bruk for å gi en geomorfologisk overflateanalyse som helningsgrad, 3D, aspekt, kurvatur/kurvprofil, distanseverktøy, profilering, kontur og hydrologiske verktøy. Helningsgrad viser på brattheten i området, og ble brukt for å undersøke landformenenes helningsgrad, noe som kan indikere om områder er utsatt for erosjon og løsmasser avsatt (ArcMap 2016a).

Tabell 3.1: Helningsgrad som er brukt i ArcMap (Sulebak 2007)

Fargekode	Gradient	Navn
	< 2°	Flate
	2 – 4°	Skråning
	4 – 10°	Slak
	10 – 18°	Middels
	18 – 30°	Bratt
	30 – 40°	Meget bratt
	40 – 50°	Meget bratt >
	50 – 70°	Meget bratt >>
	70 – 90°	Meget bratt >>>

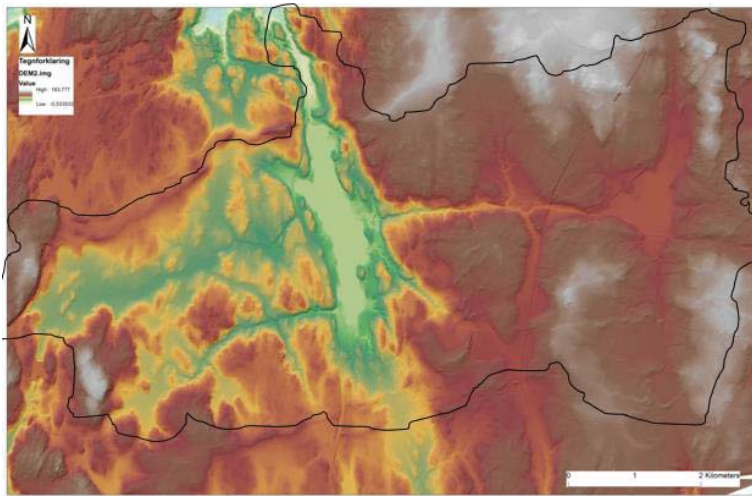
Aspekt ble brukt til å undersøke retningen der helningsgraden går opp eller ned, noe som gir en god indikasjon på områder som er rygg- og dalformet. Kurvaturverktøyet ble brukt for å undersøke områder med høyere grad av erosjon og sedimenttransport (ArcMap 2016a).

Kurvaturprofil viser om overflaten er konveks eller konkav, og verktøyet kan brukes til å tolke hva slags effekt terrenget har på vannføring i bestemte former (ArcMap 2016a). Kurvaturprofilet viser der hastigheten går raskere eller tregere, som påvirker erosjonshastigheten.

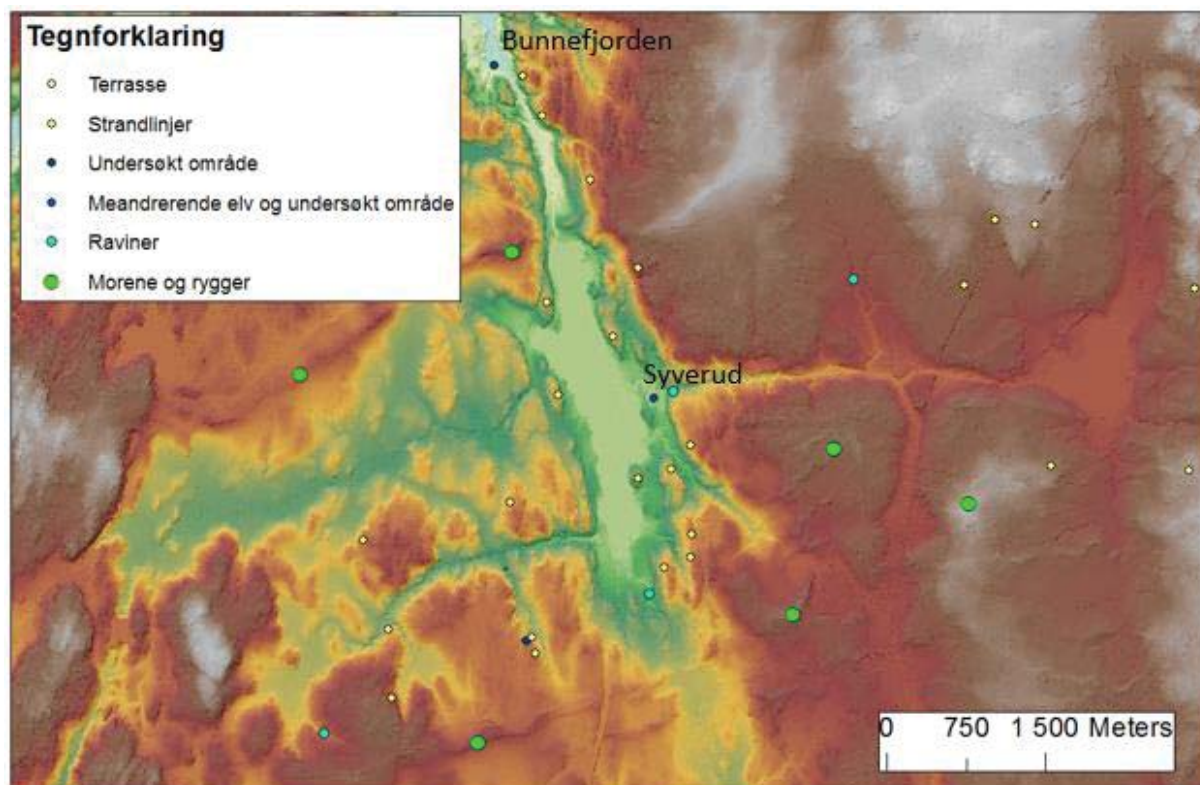
Distanseverktøyet ble brukt til å måle avstander mellom bestemte ryggformer. Konturlinjer (isolinjer) ble generert med en ekvidistanse på 2 og 5 meter for å se på høyde i området og

landskapsformen i nedbørsfeltet. Ellers ble det generert et nedbørsfelt med hydrologiske verktøy for å undersøke vannføring og elveløp, der man kan observere strømningsretning av vann (ArcMap 2016b).

DEM modellen viser tydelige landformer i nedbørsfeltet (figur 3.1), og utvalgte områder ble undersøkt og analysert (figur 3.2). Nedbørsfeltet ble undersøkt for: Terrasser, strandlinjer, meanderende elv, raviner, morenerygger.



Figur 3.1: Digital elevasjonmodell med fjellskygge (asimut 337.5) med grenser for nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).



Figur 3.2: Undersøkelsesområder og representativt utvalg av landformer som er undersøkt (Se resultater) Viser punkter over Terrasse, strandlinjer, undersøkt område (georadar og logging), meandrerende elv, raviner, morener og rygger. Digital elevasjonmodell med fjellskygge (asimut 337.5). Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

3.2 Feltmetode

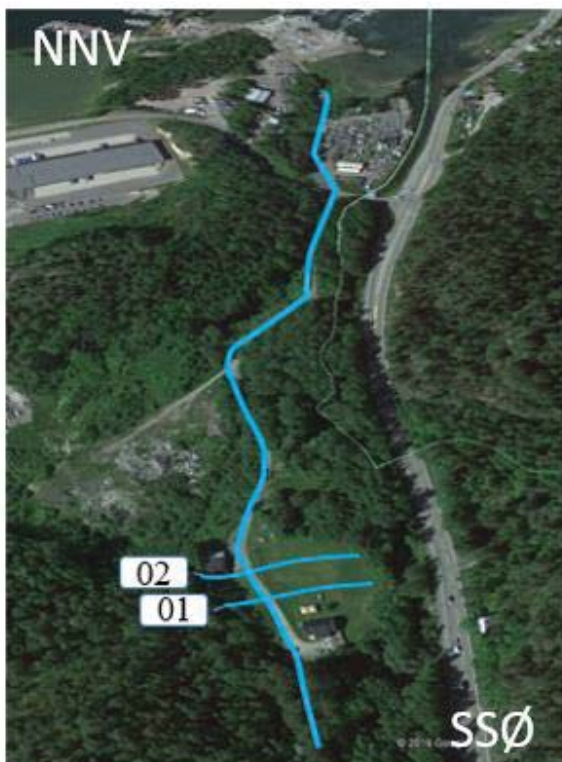
3.2.1 Georadar

Ved Bunnefjorden ble det gjort undersøkelser med georadar. Georadar, Ground Penetrating Radar (GPR) er en geofysisk metode som kan kartlegge stratigrafi og grunnvannsspeil. Det er en ikke-destruktiv metode for omgivelsene, og avbilder opptak av stratigrafien 2-dimensjonalt.

Georadar ble tatt i bruk for å kartlegge sedimentstrukturene under overflaten for å observere og analysere prosessene rundt oppbyggingen av avsetningen. En georadar sender ut frekvenser med elektromagnetiske bølger, som danner et bilde av de indre strukturene under overflaten.

Frekvensen kan ligge mellom 10 – 1000 MHz. De indre strukturene illustreres med dielektriske konstant verdier og dielektriske kontraster, der graden av attenuasjon avgjøres av materialets konduktivitet og resistivitet (Schwartz & Zhang 2003).

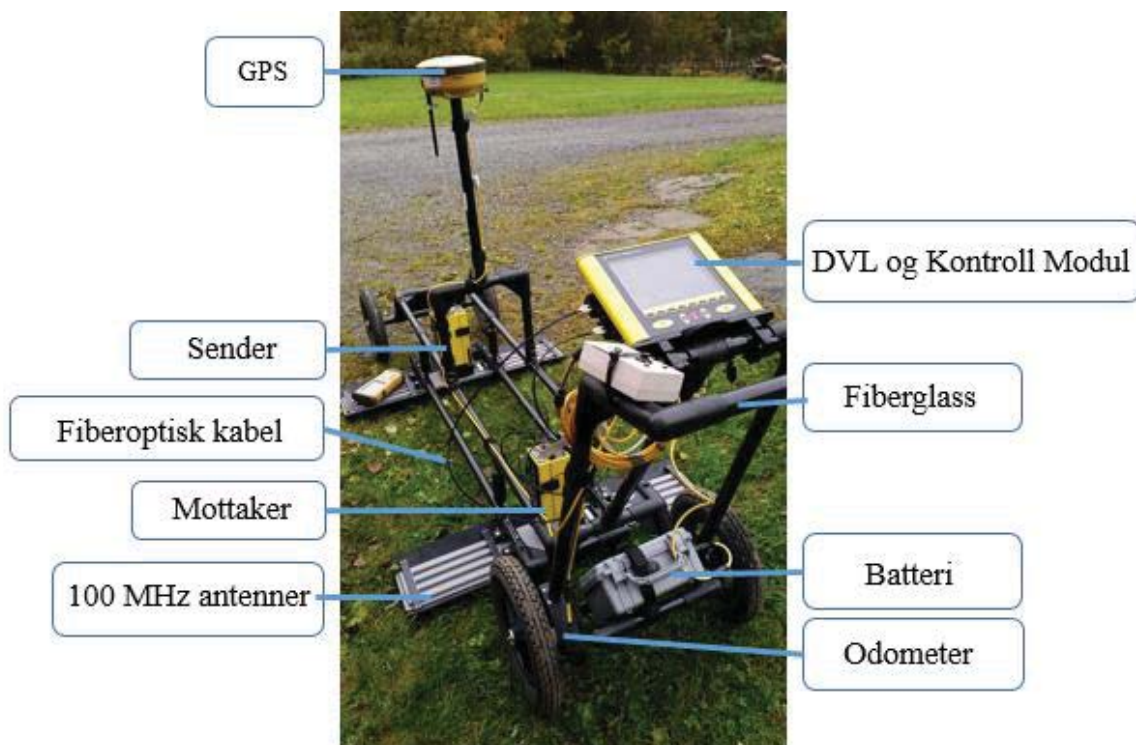
Det var nedbør dagen før feltundersøkelsen den 19.10.2016. Feltområdet var fortsatt fuktig under opptakene, noe som kan ha gitt utslag på resultatene. Området for feltundersøkelsen var på privat eiendom. Grunneier tillot ferdsel og bruk av georadar på det private området (figur 3.1).



Figur 3.3: Undersøkt strekning med georadar. Med lengdeprofil og tverrsnitt 01 og 02. Viser GPS koordinater plottet inn i Google Maps.

Oppsett

Feltundersøkelsen ble gjennomført med georadar Pulse EKKO Pro fra Sensors & Software Inc. Utgaven av Pulse EKKO Pro som ble tatt i bruk var av typen SmartCart som er designet for å undersøke store overflater. Georadaren er sammensatt av fiberglass og fiberoptiske kabler for å redusere støy som kan påvirke de elektromagnetiske impulsene som sendes ned i jordlaget. Georadaren inneholder en sender, en mottaker, GPS, 100 MHz antenner, DVL og kontroll modul, batteri og Odometer (figur 3.2). GPS av typen topcon tas i bruk for posisjonsbestemmelse og er koblet opp mot en satellitt som bestemmer nøyaktig posisjon og elevasjon der georadaropptakene forekommer. En sender og mottaker av elektromagnetiske bølger er koblet til to 100 MHz antenner, noe som gjør at signaler blir sendt og mottatt gjennom metoden «two way travel time». Valget av 100 MHz antenner var for å sende signaler ned mot opptil 30 meters dyp med et tidsvindu på 700 nanosekunder. DVL og kontroll modul er den digitale video loggeren med programvare som tar opp georadaropptakene. Odometer utløser et signal ved et gitt intervall som tar opp signaler fra opptakene. Odometeret er festet ved det venstre hjulet (figur 3.2).



Figur 3.4: Georadar under feltarbeidet ved Bunnefjorden.

Etterbehandling og bildebehandling

Etterbehandlingen av georadarprofilene ble utført med programvaren EKKOProject og Lineview. Programvaren er til for å kunne redigere opptakene for en enklere tolkning av georadarprofilene. (legg på mer)

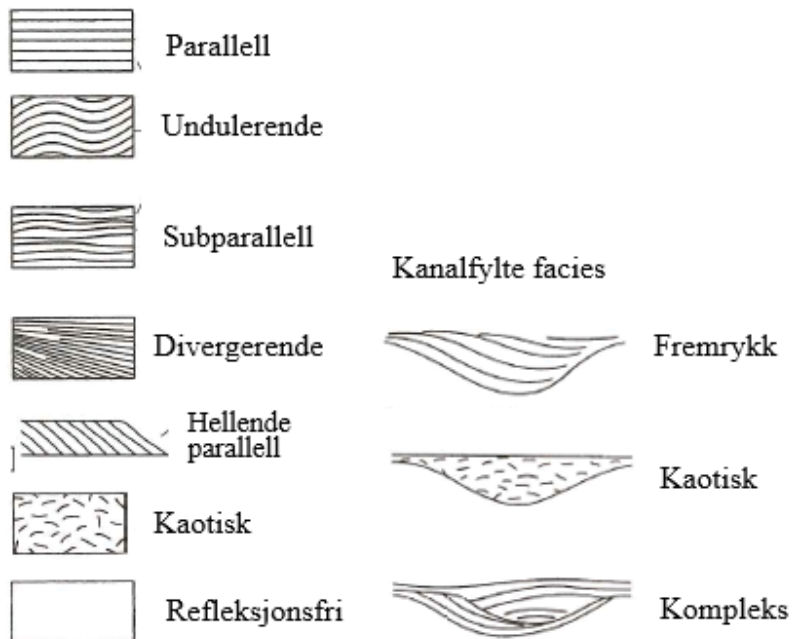
Programvaren Adobe Illustrator CS6 er et vektorbasert tegneprogram som ble tatt i bruk for å lage skisser av georadarprofilene. Microsoft PowerPoint ble brukt for å legge til fargekoder på georadarprofilene og sette sammen et 3-D fencediagram av lengdeprofil og tverrprofiler.

Kartlegging av georadarfacies

Strukturene i georadarprofilene kommer av refleksjoner fra den elektromagnetiske strålingen. De dielektriske kontrastene er anvendt for å observere de ulike strukturene under overflaten (Annan 2003). Noen strukturer eksponeres bedre enn andre strukturer basert på sedimentets permittivitet og konduktivitet (Schwartz & Zhang 2003). Gode strukturer vil forekomme i et motstandsdyktig materiale som for eksempel sand, mens leire kan gi høy attenuasjon, der høy konduktivitet fører til fraværende strukturer (Schwartz & Zhang 2003). Avsetningenes vanninnhold, porøsitet og kornstørrelse vil dermed påvirke refleksjonsmønsteret (Mauring 1995, Schwartz & Zhang 2003). Orientering av hvilken retning georadarprofilene blir kartlagt fra vil gi utslag på fremvisning av mønstrene med tanke på tidligere transport- og avsetningsretning av sedimentene. Et georadarfacie er en beskrivelse av et bestemt refleksjonsmønsters egenskap og utseende som kan bli anvendt til å beskrive og tolke avsetningsmiljø og type sediment (Bristow 2003). En beskrivelse og tolkning av et georadarfacie kan være tvetydige, da et facies opprinnelse kan beskrive seg fra ulike avsetningsmiljøer og sedimenttyper.

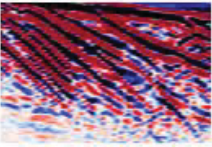
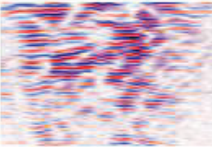
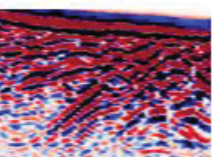
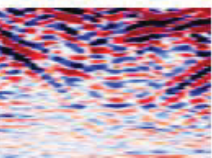
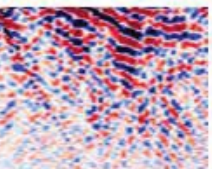
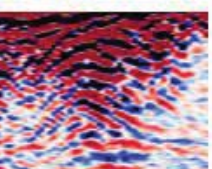
Figur 3.5 og 3.6 viser ulike georadarfacies som er kartlagt fra georadarprofilene. Klassifiseringen kommer fra Bristow (2003) og Reading (1996) av både seismiske refleksjoner og andre gjengitte georadarfacies. Georadarfacies opphav gjorde det vanskelig å indentifisere et bestemt utseende for en facies på grunn av dets kompliserte oppbygging. Figur 3.6 er fremstilt med oppdagete refleksjonsmønster, der noen er basert på antagelser av dannelsesmiljø for georadarprofilene, og er sammensatt til en helhetlig vurdering.

Facies



Figur 3.5: Sedimentære strukturer brukt til inndeling av georadar facies (Reading 1996).

Georadarfacies F1 (figur 3.6) kan både ha tydelige og svake reflektorer i georadarprofilene, der de enten er horisontale eller skråner svakt nedover. De kan være helt parallelle eller viser tegn til svake undulerende (bølgete). F2 har en brattere helningsgrad, der det kan observeres tegn til svake sigmoid eller tangerende mønster. F3 har tydelige bølgete former, der mønsteret fremstår som kontinuerlige og diskontinuerlige. F4 er en blanding av kaotisk reflektor med en divergerende form, med en komplisert skråningsform. F5 viser ikke et bestemt mønster, men et mønster med uorden, uregelmessig og spredt refleksjon. F6 er et refleksjonsfritt område med fravær av strukturer, men inneholder støy. F7 og F8 viser tegn til hyperbler der F7 viser til avbøyning av reflektorene der det er flere hyperbler i uorden, mens F8 viser tydelige forhøyninger med en sterk refleksjon ned profilet.

Kode	Refleksjonsmønster	Skisse	Fargekode	Beskrivelse
F1				Horisontale eller svakt hellende (sub)parallelle reflektorer
F2				Hellende (sub)parallelle reflektorer
F3				Undulerende (sub)parallelle reflektorer
F4				Kompleks-kaotisk divergerende reflektor
F5				Kaotisk reflektor
F6				Refleksjonsfri
F7				Kaotisk reflektor med diffraksjon
F8				Konkav ned reflektor med diffraksjon

Figur 3.6: Kodenavn, refleksjonsmønster av georadarfacies, skisse, farge for georadarprofiler og beskrivelse.

3.2.2 Sedimentologisk logging

Prøvetaking og logging av stratigrafi og sedimenter ble utført ved Syverudsvingen ved en naturlig utgravd elveskråning (40 moh.) den 30.10.2017. Nedenfor profilet ligger et meandrerende elveløp. Logging av sedimenter ble dokumentert med et loggeskjema, der lagstruktur og lagrekkefølgen ble kartlagt og beskrevet. Før logging ble et vertikalt snitt av jordprofilet 2.34 meter over Syverudbekken gravd ut ved hjelp av spade og murerskje. Utgravingen foregikk fra øverste mot nederste loggefelt for å unngå blanding av særegne lag. Under loggingen ble det tatt i bruk meterstokk for å måle tykkelsen på ulike lagdelinger.

Kornstørrelser og sorteringsgrad ble bestemt visuelt i felt for å beskrive laget ved hjelp av kornstørrelsesskala og utrullingstester. Etter logging ble det samlet inn seks sedimentprøver fra homogene lag til kornfordelingsanalyse og profilet ble dokumentert med fotografier. Opprinnelig skulle det tas pipetteprøve av silt og leirfraksjonene, men på grunn av tid og feilkilde med den ene prøven gjorde at denne prøven ikke ble utført.

3.3 Feltobservasjoner

Studieområdet ble utvalgte landformer observert ute i felt der avsetningene ble undersøkt med hjelp av stikkepinne. Undersøkelser ble gjort av representative terrasseområder, raviner, elveløp og morenerygger og kornfraksjoner ble visuelt bestemt i nærheten av elveløp. Videre ble skuringsstriper i berggrunn undersøkt i studieområdet.

3.4 Laboratoriemetoder

3.4.1 Sikting og kornfordelingsanalyse

Før videre analyse av sedimentprøver fra Syverudsvingen, ble sedimentprøvene lufttørket over en lenger periode. 1 av 6 prøver inneholdt grovfraksjoner til å bli utført med tørrsikting. Resten av prøvene inneholdt hovedsakelig finere materiale, med tettpakket silt og leire som var vanskelig å løse opp i 2 av 5 prøver. Sedimentprøvene med finfraksjonene ble derfor utført med våtsikting. Tilnærmet 200 gram med prøvemateriale ble brukt for å gjennomføre sikting og veiing av kornstørrelsene for hver av prøvene.

Tørresikting og våtsikting

Tørresikting av sedimentprøve 5 startet med tørking i ovn på 50 grader i et døgn for å fjerne eventuell fuktighet i prøven. Deretter ble prøven satt i en siktesats med sikt for fraksjonene 8 mm, 4 mm, 2 mm, 1 mm, 0.500 mm, 0.250 mm, 0.125 mm og 0.063 mm. Siktesatsen ble delt opp i 3 deler på grunn av tyngden av siktesatsen, og fordi prøvene ble ristet for hånd. Grovere fraksjoner ble siktet først, før finere materiale ble siktet. Siktesatsen ble ristet for hånd i tilnærmet 30 minutter på de fineste kornfraksjonene. Deretter ble hver prøve med kornfraksjonene veid med vekt.

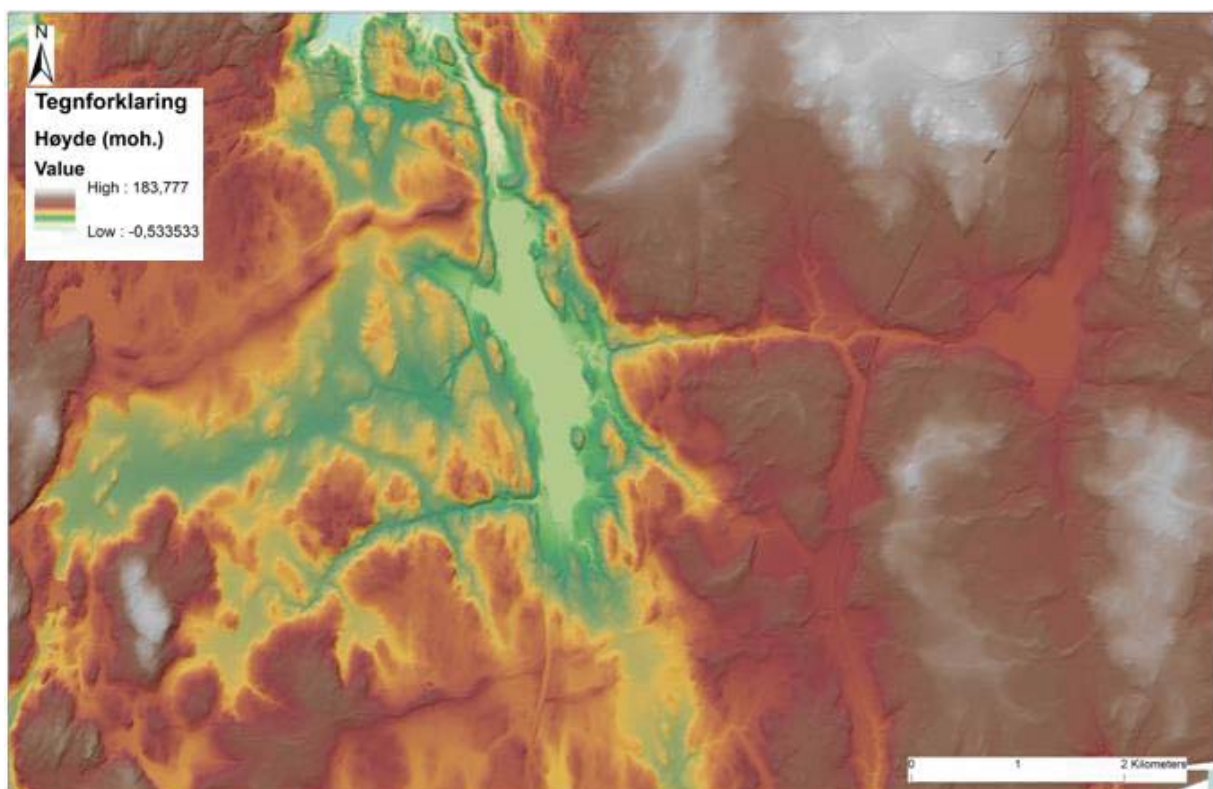
Våtsikting ble utført med prøve 3-4, 6-8. Først ble de tørre sedimentprøvene blandet med vann i begerglass, og lagt til oppbløting i tilnærmet 2 timer. Deretter ble det tilsatt 25 ml med dispergeringsmiddel for å løse opp silt og leirfraksjoner. Prøvene med dispergeringsmiddelet fikk deretter stå i 1-3 døgn. I mellomtiden ble prøvene omrørt i 10 minutter for å blande inn middelet med prøvematerialet. Før hver prøve ble utsatt for våtsikting, ble prøvene igjen omrørt med omrøringsmaskin. Prøvene inneholdt veldig finkornet materiale, noe som førte til at 8 mm siktesats ble utelukket fra prøvene. For å sikte finfraksjonene ble finmateriale siktet med vann fra spruteflaske, noe som var tidskrevende. Overflødig vann fra siste siktesats $<63\mu\text{m}$ ble også brukt til våtsikting. På mindre kornfraksjoner til 0.250-0.063 mm ble våtsikting gjentatt flere ganger for å sikte gjennom resterende finfraksjoner for å unngå feilkilder. Fraksjonene fra hver siktesats ble deretter tørket i ovn på 110 grader i ovn i et døgn, for å så bli veid med vektmaskin i et aluminiumsbeger, der aluminiumsbegeret ble nullstilt før innveining. Kornfraksjonene fra prøvene inneholdt rent organisk materiale i 4 mm, 2 mm, 1 mm sikt, disse ble derfor trukket fra originalvekten for hver av prøvene. For prøve 8 inneholdt prøven med 0.500 mm også rent organisk materiale som også ble trukket fra originalvekten. Silt og leirvekt ble kalkulert ved å trekke fra opprinnelig vekt med tørrvekta av de andre fraksjonene som ble målt. For å utføre en kornfordelingsanalyse ble vektprosent og kumulativ vektprosent beregnet.

4 Resultater

4.1 Fjernanalyse – LiDAR

4.1.1 Oversikt over nedbørsfeltet

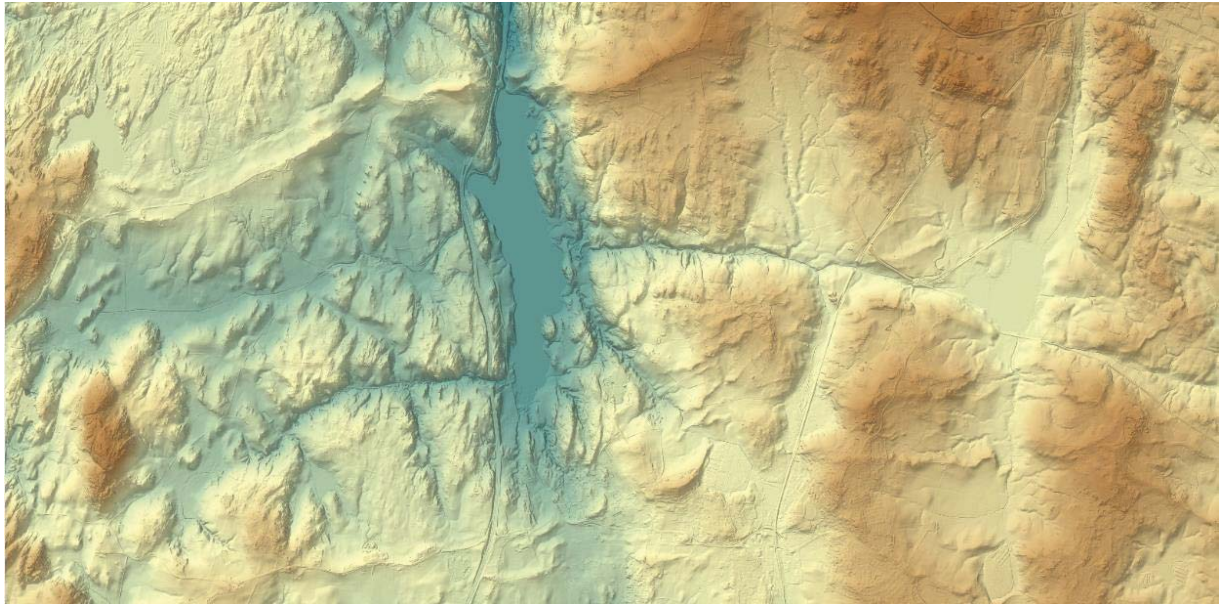
Figur 4.1 – 4.7 av nedbørsfeltet er generert fra LiDAR data som en digital høydemodell av terrenget. Undersøkellesområdet ligger innenfor nedbørsfeltet som vist i figur 3.1. Modellene viser tydelige landformer i området, som bruddflater i berggrunn, morenerygger, bekker- og elver, raviner og terrasser. Basert på feltobservasjoner og tidligere kartlegging av Sørensen og Rosenfeld er området preget av morene og israndrygger som er bygget opp under glasiale forhold. Fokuset vil være på de fluviale og glasiale prosessene, og de aktive prosessene som følge av havnivået. De genererte modellene gir en indikasjon på at landskapet er svært preget av havnivåendringer og fluviale prosesser med nedskjæringer i løsmasser.



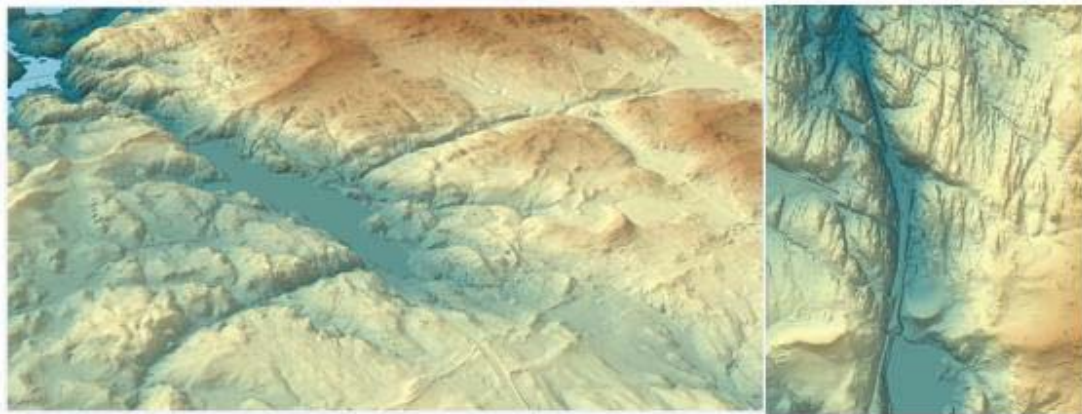
Figur 4.1: Digital elevasjonmodell over terrenget med fjellskygge (asimut 337.5) fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

Figur 4.1 viser en ubesudlet modell av den digitale høydemodellen. Figuren viser tydelige ryggformer og nedskjæringer. Ryggformene og nedskjæringene kan tolkes med at terrenget

inneholder positive og negative landformer. Negative langformer i kvantitativ skala tyder på at studieområdet har større bruddflater i berggrunn, dalformer, elveløp og raviner, der berggrunn er fjernet med abrasjon, og løsmasser er fjernet med fluvial erosjon (Sulebak 2007). Positive landformer kan tolkes som israndavsetninger og morenerygger, som er dannet av glasial oppbygging (Sulebak 2007).

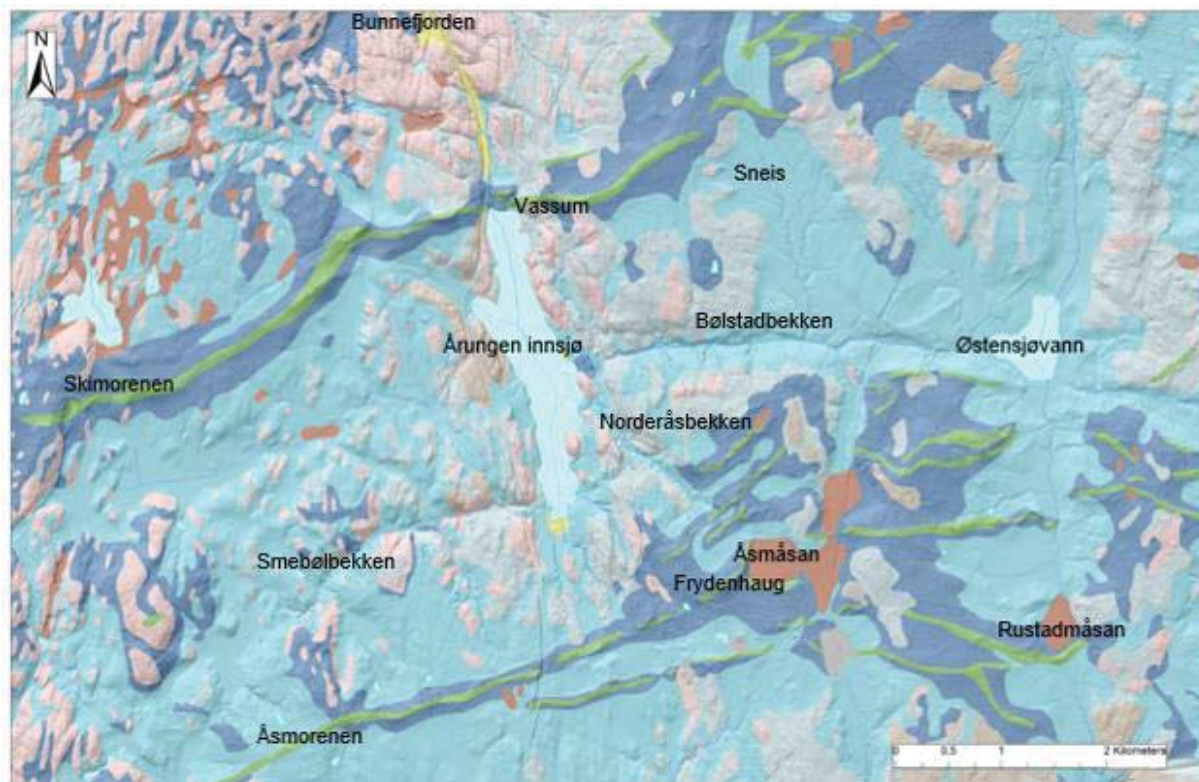


Figur 4.2: 3D-visning med 4-ganget vertikal overdrivelse med fjellskygge (asimut 270) av nedbørsfeltet. Modellen er fremstilt i ArcScene. ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).



Figur 4.3: 3D-visning med 4-ganget vertikal overdrivelse med fjellskygge (asimut 270) av nedbørsfeltet. Modellen er fremstilt i ArcScene. ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

3D analyse av samme område (figur 4.2 – 4.3) viser samme trenden som figur 4.1. Høydeforskjellene viser tydelig høydedragene og nedskjæringer i området, merk at fjellstrukturer, rygger og daler er svært tydelige.



Figur 4.4: Digital elevasjonmodell over terrenget med fjellskygge (asimut 337.5) over nedbørsfeltet til Årungen. Overliggende løsmassekart er hentet fra Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) sin WMS tjeneste (NGU 2017). Innsjø og elvenett er hentet fra Norges Vassdrag- og energidirektorat (NVE) sine WMS tjenester. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

Figur 4.4 viser overliggende løsmassekart, elvenett og innsjø over nedbørsfeltet til Årungen, med Årungen innsjø og Østensjøvann.

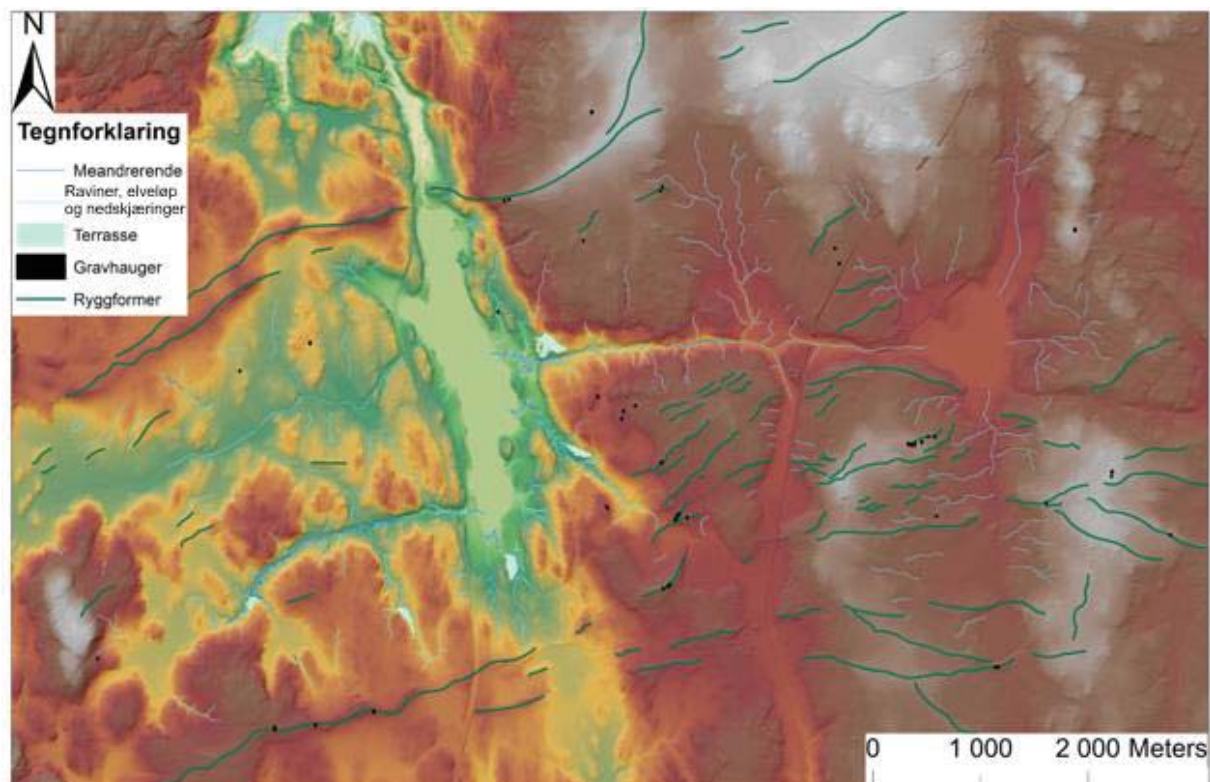
Observasjoner viser at området er preget av glisiale, glasifluviale, fluviale og alluviale avsetningsmiljøer. Terrenget domineres av moreneavsetninger, hav- og strandavsetninger. Andre løsmasser er elveavsetninger, torv- og myravsetning. Terrenget veksler mellom tykke og tynne lag med løsmasser, der tynne lag kan assosieres til områder med bart fjell og høydedrag i jordoverflaten, og eventuelle områder med kort avsetningsmiljø.

Tegnforklaring Løsmasse

- Tynn morene
- Tykk morene
- Randmorene
- Breelavsetning
- Bresjø-/innsjøavsetning
- Tynn hav-/strandavsetning
- Tykk havavsetning
- Marin strandavsetning,
- Elveavsetning
- Vindavsetning
- Forvittringsmateriale
- Skredmateriale
- Steinbreavsetning
- Torv og myr
- Tynt humus-/torvdekke

Figur 4.4B:
Tegnforklaring
løsmassekart. (NGU
2017b)

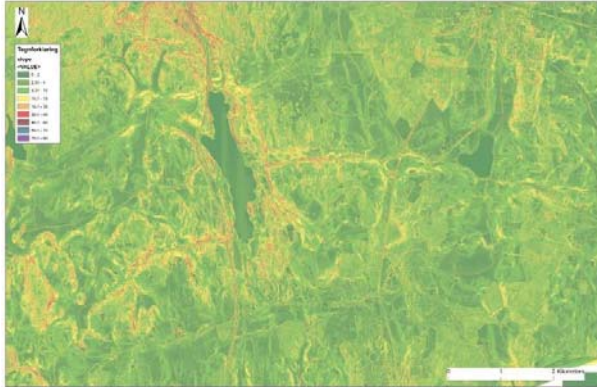
Sett i større perspektiv er det mulig å tolke de geomorfologiske prosessene nøyere ved å se på løsmassefordelingen i området. Større nedskjæringer som raviner og elveløp er tydeligere i tykke havavsetninger. Antageligvis vil årsakene til disse landformene være dannet på grunn av høydeforskjell, helningsgrad, erosjonspotensiale og vannkilder. Et eksempel for dette vil være hovedløpet fra Østensjøvann mot Årungen innsjø, der høye flukser av vann er transportert fra et høyereliggende område (89 moh) mot et lavereliggende område (33 moh). Mengde erosjon i området er derfor antageligvis bestemt av vannvolum, transporthastighet, elvebredden og erosjonsmotstand fra underliggende strukturer. Myrområdene Rustadmåsan og Åsmåsan kan tolkes som eldre grunne innsjøer som har blitt avgrenset av morenerygger.



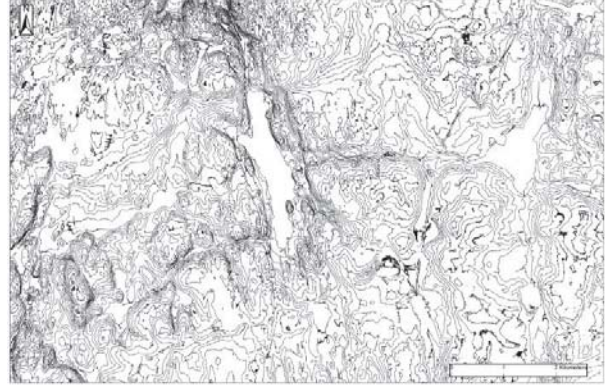
Figur 4.5: Kartlagte ryggformer (morene og israndavsetninger), terrasser, elveløp, raviner, meandrerende elver, synlige fluviale nedskjæringer og gravhauger. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

Nedbørsfeltet avgrenses av Skimorenen i nord, og Åsmorenen i sør (figur 4.4 og 4.5). Vest for Årungen innsjø ligger lavere over havnivået, der nedbørsfeltet avgrenses av fjell. Øst for

Årungen ligger høyere i terrenget og avgrenses av fjell og ryggformer i øst. De kartlagte landformene er i korrelasjon med figurene 4.1 - 4.4.



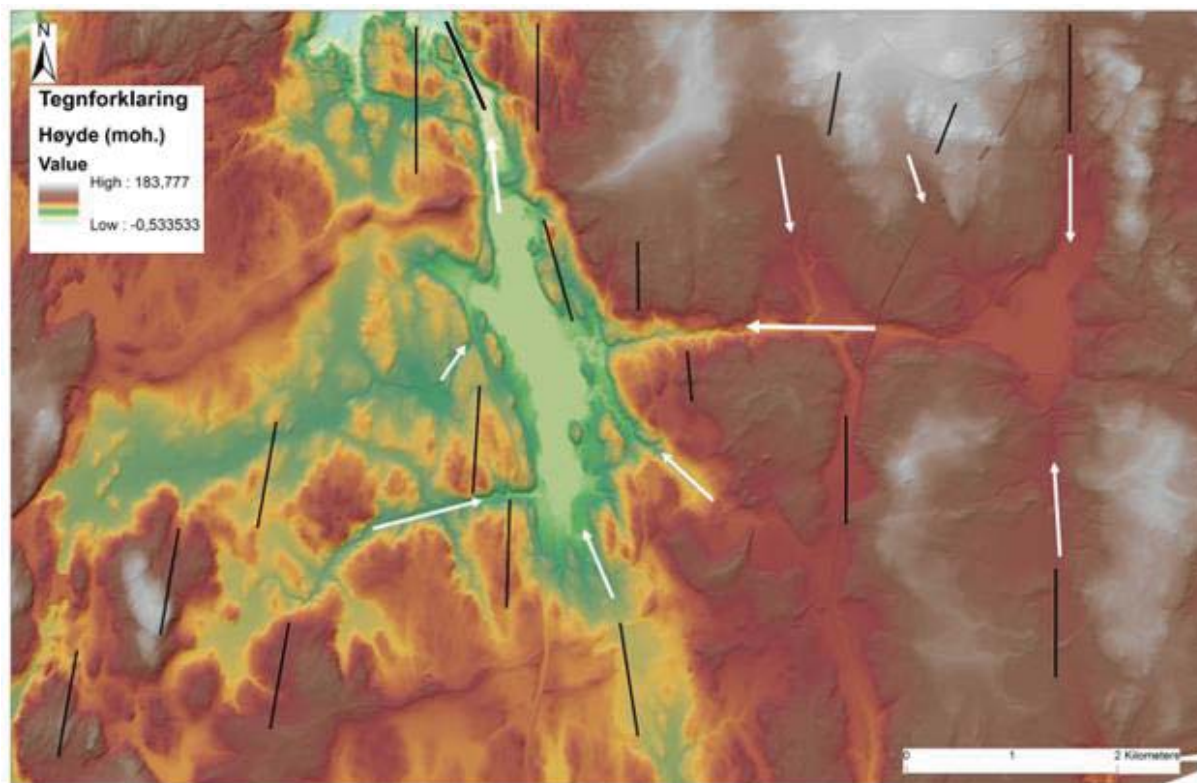
Figur 4.6: Helninggrad generert fra LiDAR-data fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).



Figur 4.7: Høydekonturer (5 meter) generert fra LiDAR-data fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

Langs Årungen og de største elveløpene til innsjøen og mot Bunnefjorden er helningsgraden bratt til middels bratt helningsgrad (figur 4.6). Dette kan korreleres til elveløp, dal og bergknauser. Studieområdet har relativt store arealer med flate og skråning, som følge av antropogene inngrep i nedbørsfeltet innenfor jordbruksarealer, bebyggelse og infrastruktur. Området er tydelig preget av slake skråninger som viser eldre elveløp og rygger i landskapet. Høydekonturene (figur 4.7) viser høydeforandring i terrenget og følger samme trenden som observeres i helningen, der det observeres tydelige høydeforandringer langs elveløp, ryggformer, innsjøer og berggrunn.

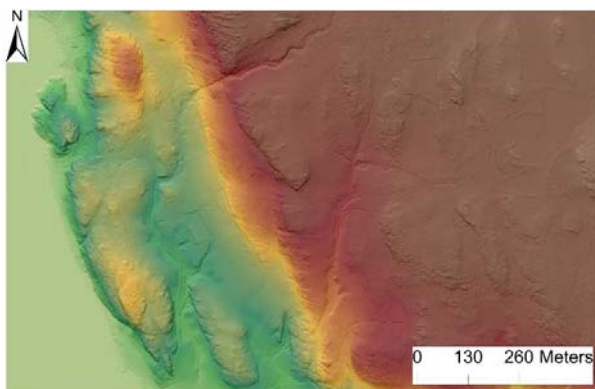
4.2 Berggrunn



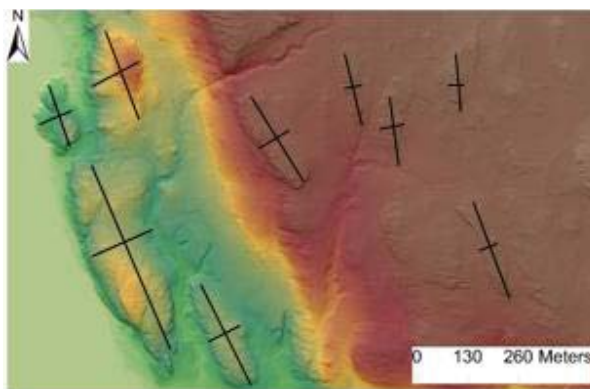
Figur 4.8: Lineamenter av berggrunn og dal (svart linje), og orientering for større elveløp og ravine (hvite piler). Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

Figur 4.8 viser lineamenter av berggrunn og dal, og orientering av ravine og elveløp. De kartlagte lineamentene er orientert i nord-sør retning, disse lineamentene er i korrelasjon med bevegelsesretningen til innlandsisen. Ved utløpet av innsjøen Årungen (Vassum), kan det observeres en dal i nordgående retning til Bunnefjorden. Antageligvis er lineamentene relativt store på grunn av bre- og elveerosjon. Hvite piler viser de viktigste orienteringene av elveløp og ravine i nedbørsfeltet ned mot Årungen og videre til Bunnefjorden. Orienteringen av elveløp viser det store dreneringsmønsteret, der dreneringsretningen av hovedløp følger samme trend som orientering av ryggformene og høydedrag i feltet (figur 4.5). Pilene viser nord- og sørgående retning i høyereliggende område, før pilene skifter vinkel med øst-vest orientering mot Årungen innsjø som følge av gravitasjon mot lavereliggende områder. Lineamentene og pilene indikerer på et orientert landskap, og tolkes med at elveløpene følger lineamentene i berggrunn og orientering av ryggformer. Antageligvis har høydeforskjellene, berggrunnsstruktur og orientering av ryggformene hatt en avgjørende rolle for avrenning og beliggenhet av elveløp og myrer.

Sammenlignet med berggrunnskartet fra NGU (figur 1.4) er det kartlagt flere lineamenter fra høydemodellen, da det er relativt få som er kartlagt i NGU sine kart.

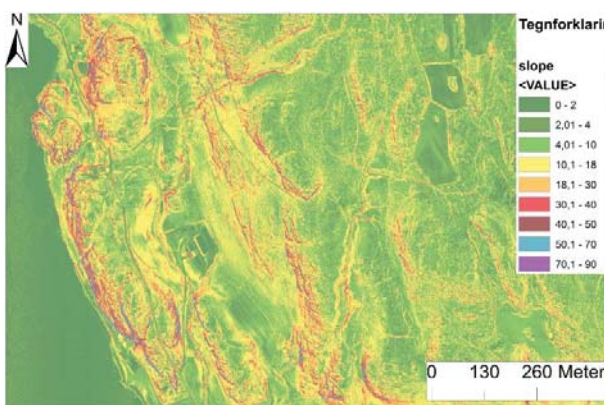


Figur 4.9: Digital elevasjonmodell av fjell og berggrunn med fjellskygge (asimut 337.5) fra nedbørsfeltet til Årunen. Modellen er fremstilt i ArcMap, ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

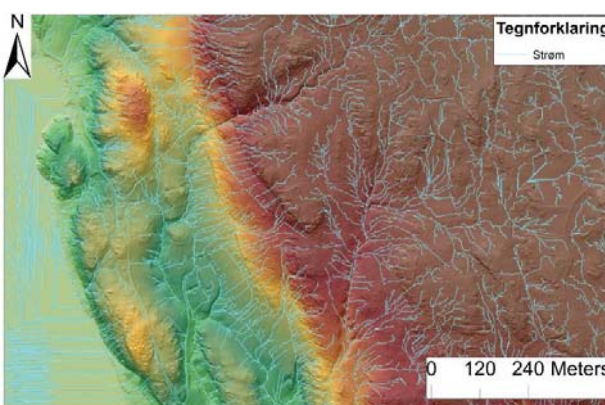


Figur 4.10: Orienteringspiler. Modellen er fremstilt i ArcMap, ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

Det kan observeres sprekkesystemer i berggrunn, noe som tyder på at berggrunnen har vært utsatt for abrasjon (figur 4.9). Sprekkesystemene går retning øst-vest og i nord-sørgående retning. Det observeres flere høydedrag som er avlange i sør-nord retning (figur 4.10), disse avlange formene kan antageligvis korreleres til innlandsisens bevegelsesretning.



Figur 4.11: Helninggrad. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).



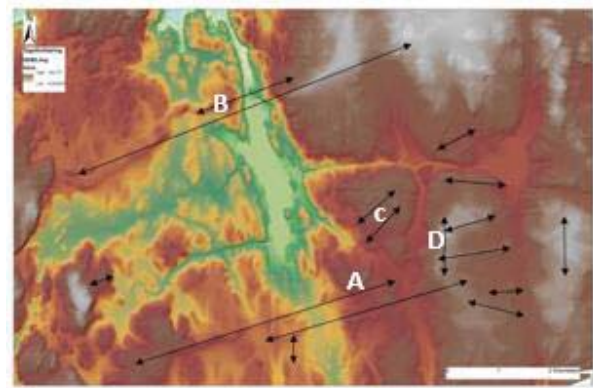
Figur 4.12: Strømnett. Modellen er fremstilt i ArcMap, ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

Helningsgraden (figur 4.11) i fjellet ved Årungen innsjø viser meget bratte fjellpartier, der løsmasser er fraværende. Det kan observeres flere partier på innsersiden av dalstrukturen at det høyeste fjellpartiet skifter mellom bratt til skråning ned mot vest, noe som tyder på at løsmasser blir liggende som små terrasser på fjellsidene, dette kan også tolkes som områder med strandhakk som følge av havnivåendringer. Strømnettet (figur 4.12) viser avrenningsmønsteret til hypotetisk overflatevann i forsenkninger fra høyereliggende område mot lavereliggende område, der avrenningsmønsteret følger bekkekanaler. Dette kan tolkes med at overflatevannet følger forsenkningene mellom høydedrag, og at overflatevann har erodert bort løsmasser mellom sprekkesystemene.

4.3 Morenerygger

Morenerygger og israndavsetninger (ryggformer) er kartlagt i området (figur 4.5). Kartleggingen av ryggformene viser at Ås- og Skimorenen er to markerte rygger i landskapet (Figur 4.4, 4.5).

Ryggene i terrenget har en øst-vest orientering, der Ås- og Skimorenen går i retning vest-sørvest, øst-nordøst. Israndavsetningene i landskapet følger samme trend som Ås- og

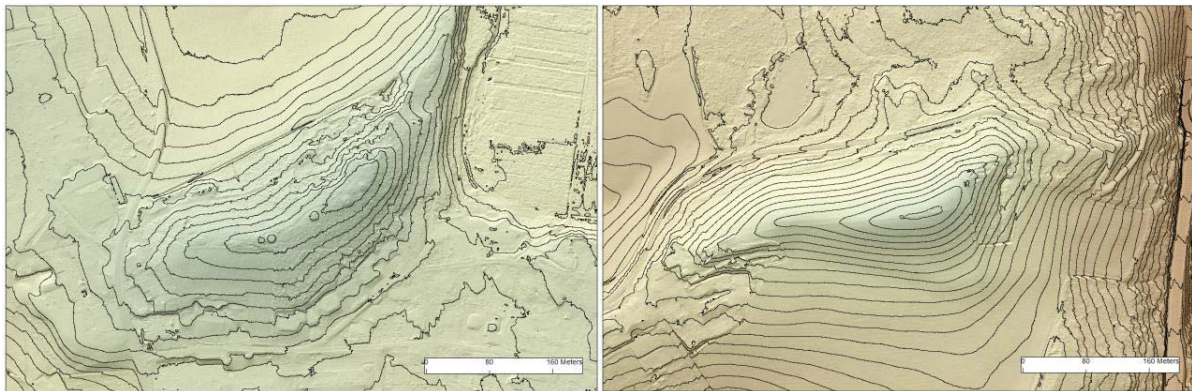


Figur 4.13: Orientering av ryggformer. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

Skimorenen (figur 4.13AB). Det kan observeres at noen av ryggene har en sørvest-nordøst orientering (figur 4.13C), mens rygg ved Rustadmåsan ligger i retning vest-nordvest, øst-sørøst. Det er få tilfeller av nord-sør orienterte ryggformer (figur 4.13), som kan komme av oppsamlet løsmateriale fra bølger under høyere havnivå. Ryggene tolkes til endemorener som har blitt avsatt i brefronten under opphold og fremrykk av brefronten under isavsmeltingen over Årungen. Datering av Ås- og Skimorenen viser at de ble dannet for 11800 – 11650 år før nåtid (Vorren & Mangerud 2013). Ås- og Skimorenen er høyre og markante i modellen, noe som kan tolkes som at brefronten har hatt et lenger opphold når disse ble avsatt.

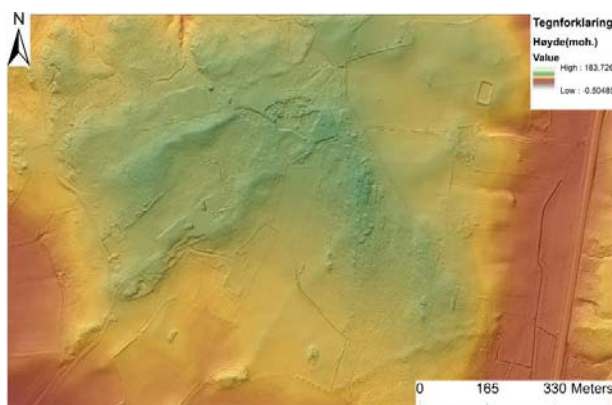
Avstanden mellom morene og israndavsetningene er målt for å undersøke avsetningsmiljøet under tilbaketrekkingen av brefronten. Grovt målt er avstanden mellom Ås- og skimorenen

ligger tilnærmet ± 4.4 km. Aldersdatering av Ås- og Skimorenen tyder på at moreneryggene er avsatt i et tidsrom på 150 år fra hverandre (Vorren & Mangerud 2013). Noe som tyder på at de andre ryggene er avsatt i tidsrommet mellom. Avstanden mellom markerte rygger ved Ås- og Skimorenen ligger rundt ± 220 meter og ± 250 meter, mens andre rygger i landskapet er avsatt 40 ± 10 meter til 250 ± 100 meters avstand til hverandre. Det er stor variasjon i målte avstander mellom de samme ryggene, og varierer etter hvor i landskapet man gjør målingen, noe som tyder på at brefrontens bevegelse, orientering og avsetningsmønster varierte under tilbaketrekkingen av innlandsisen. Områder med stor avstand mellom ryggene tyder på en raskere tilbaketrekking av isen. De kartlagte gravhaugene i studieområdet er observert på morenerygger i høytliggende områder.

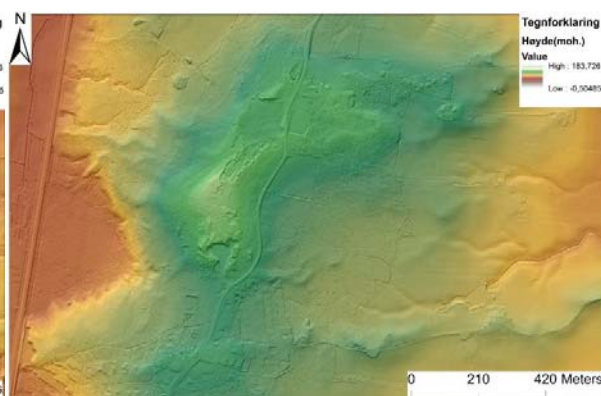


Figur 4.14: Høydekotur på 2 meter av Frydenhaug (A) (venstre) og del av Skimorenen (B) (høyre). Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

Figur 4.14 viser 2 markerte morener i studieområdet (Markert i figur 4.13). Frydenhaug og Skimorenen er blant de høyeste morenene i landskapet, som tyder på oppbygging av glasielt materiale over en lenger periode, der isbrefronten har hatt opphold.

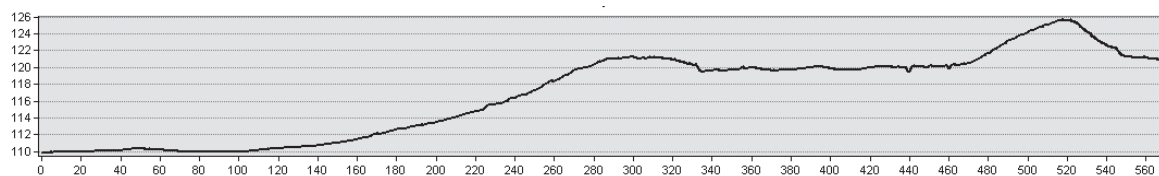


Figur 4.15: Morenerygger (C). Modellen er fremstilt i ArcMap, ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

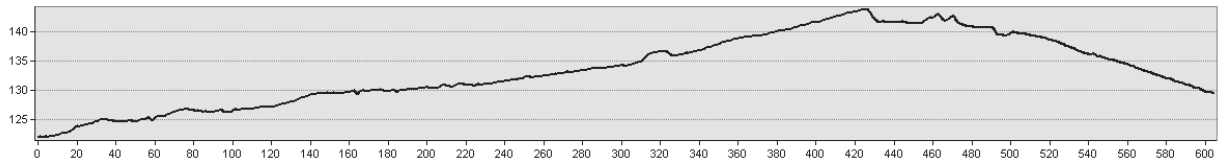


Figur 4.16: Morenerygger (D). Modellen er fremstilt i ArcMap, ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

Morenenes orientering, størrelse og avstand varierer i nedbørsfeltet, noe som gir grunnlag for ulike tolkninger på avsetningsmiljøet. Figur 4.15 viser en sørvest-nordøst orientering, der to mindre rygger har en vest-sørvest, øst, nordøst orientering, noe som skiller seg ut fra andre rygger, der de fleste ligger i en vest-sørvest, øst-nordøst retning. Figur 4.16 observeres det mindre forgreininger av små rygger som går sammen til en større rygg. Avstanden mellom de små ryggene varierer mellom 20-40 meter, der noen har en bueformet rygg. Disse ryggene kan tolkes som De Geer morener, eventuelt Årsmorener, denne avstanden korrelerer med gjennomsnitts tilbaketrekning av innlandsisen på 30-40 meter per år (Vorren & Mangerud 2013). Samme figur viser også at ryggene har gått over i en stor ryggform, som antageligvis er dannet under en kombinasjon av opphold og framrygg av brefronten (Rosenfeld 1978). Profil (figur 4.17) kan tyde på det samme.



Figur 4.17: Profilutsnitt av figur 4.15. Modellen er fremstilt i ArcMap, ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).



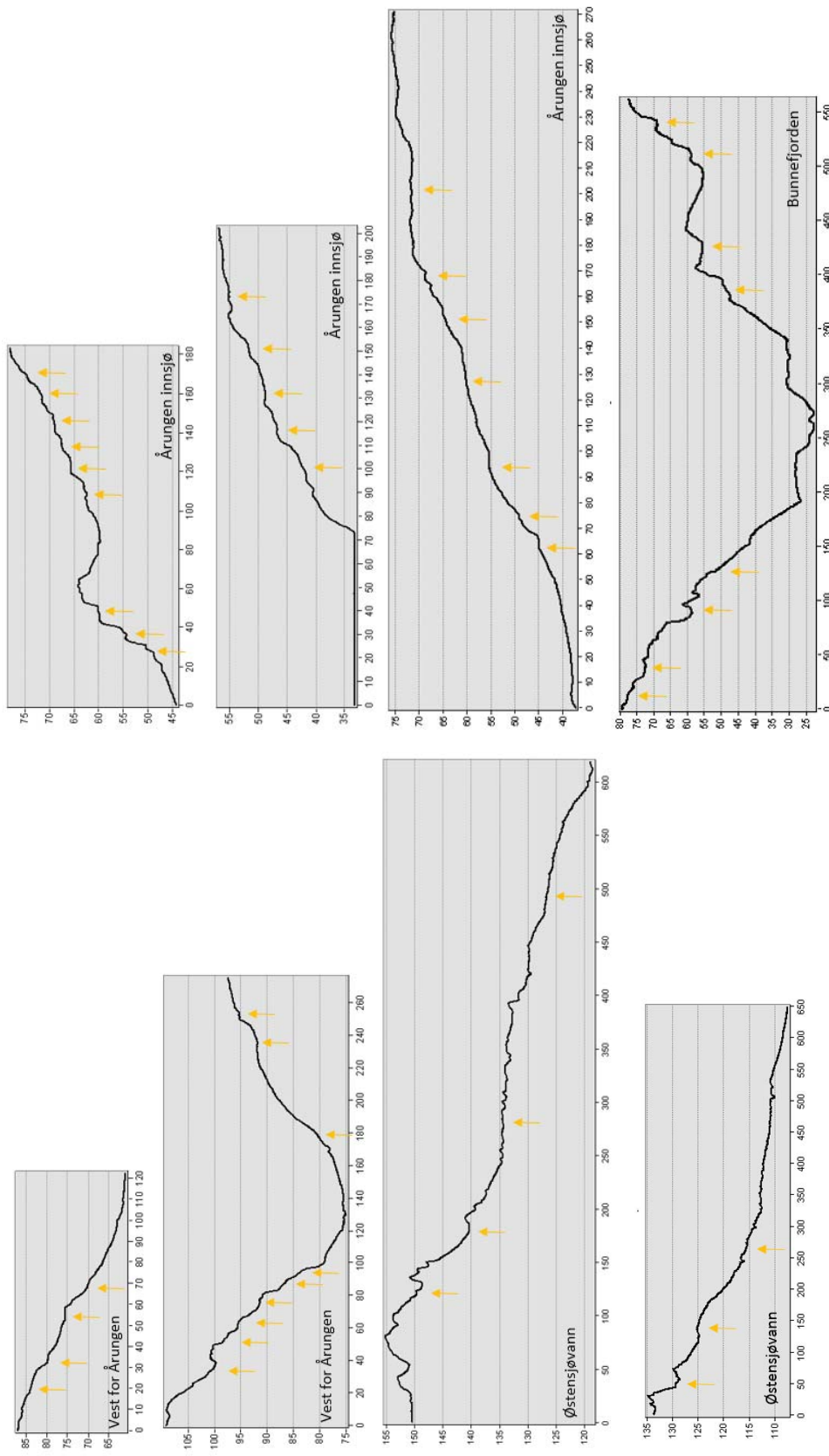
Figur 4.18: Profilutsnitt av figur 4.16. Modellen er fremstilt i ArcMap, ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

Profilutsnitt (figur 4.17 og 4.18) viser ulik avstand mellom moreneryggene og høydeforskjeller. 2 av de markerte ryggene i figur 4.17 er 2 og 6 meter høye, med en avstand på 220 meter fra toppunkt til toppunkt av ryggene. To av ryggformene i figur 4.18 viser en omtrent avstand på 40 meter. Videre i samme profil vokser ryggen i størrelse.

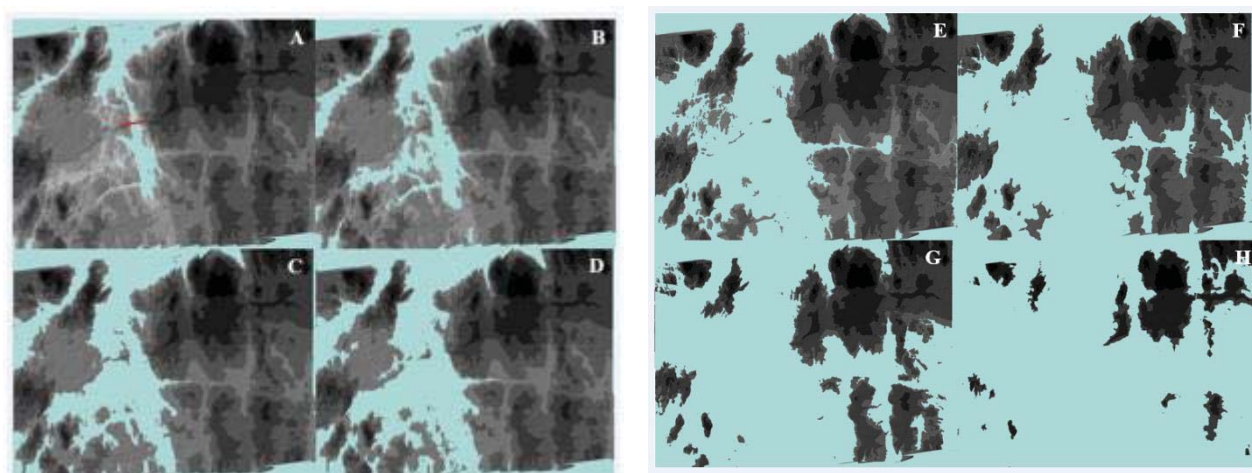
4.4 Havnivå, strandlinjer og avsetninger

Med profil og 3D analyse av terrenget med høy oppløsning, er det mulig å tolke eldre strandlinjer i terrenget. Det er tatt i betraktning at eldre strandlinjer er fjernet eller er påvirket av antropogen aktivitet, ved jordbruksplanering, bebyggelse og infrastruktur. Valg av undersøkelsesområder for å kartlegge strandlinjer ligger i områdene av fjellsider ved Årungen innsjø, Bunnefjorden, Østensjøvann og vest for Årungen innsjø (Figur i metode). Utvalget av strandlinjeprofiler og havnivå hentes fra analyserte profiler, der noen av de fremtredende strandlinjene er funnet. Havnivåfiguren (4.20) er generert og hentet frem fra strandlinjene (4.19). De sikreste strandlinjene finnes for Figur A-D, H, mens figur E-G har noen usikre data.

Strandlinjene kan korreleres til havnivåendringene i området. Under senkningen av havnivået ble landskapet over havnivået antageligvis bølgevasket (Jørgensen et al 1997), noe som kan observeres i strandlinjene i figur 4.19. Figuren viser tverrprofil med markerte antatte strandlinjer (markert med gule piler). De gule pilene markerer strandhakk i fjell og svakt hellende terrasseflater. Strandhakk i fjell er mest sannsynlig observert i hakk med fritt fall etter flaten, der resultatene gir en indikasjon på erosjon i fjell og løsmasser. Flater med svakt hellende flate gir en indikasjon på utbygde terrasser av løsmateriale.



Figur 4.19: Tverrprofil av analyserte områder med antatte strandlinjer (gul pil) generert fra digital elevasjonmodell fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).



Figur 4.20: Digital elevasjonmodell over terrenget fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen viser animasjon av havnivåer i terrenget. A: 50 moh. B: 65 moh. C: 80 moh. D: 85 moh. E: 92 moh. F: 102 moh. G: 115 moh. H: 135 moh. Rød strek ved A viser eldre versjon av Skimorenen. Modellen er fremstilt i ArcScene ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

Strandlinjen fra A korreleres til Stor Årungen (Berg 2005), da innsjøen lå tilnærmet 50 moh, samme figur indikerer at Årungen innsjø ble isolert i nordgående retning tilnærmet 50 moh. Dette resultatet støttes basert på skimorenenens laveste punkt (i dag der den ikke er erodert bort) tilnærmet 54 moh. Resultatene viser at området øst for Årungen innsjø ble isolert fra hav tidligere enn vest for Årungen (figur 4.20: G-E). B viser at nedbørsfeltet ble avgrenset fra hav i sørgående retning ved rundt 65 moh. Som er i overenstemmelse ved at Åsmorenenens laveste punkt i dag er 66 moh.

Tabell 4.1: Høyde på strandlinjer og alder basert på Rolf Sørensens Strandforskyvningskurve for Ås-Ski området (Sørensen 1979).

Meter over havet:	C14 År før nåtid
135	9400
115	9000
102	8750
92	8400
85	8200
80	8100
65	7300

Tabell 3 gir en indikasjon på at øst for Årungen innsjø ble havfritt tidligere enn vest for Årungen innsjø (Figur 4.20, G-E). Aldersbestemmelse viser at området i vest lå under

havoverflaten ± 1200 år lenger enn området i øst. Vest for Årungen viser få tegn til morenerygger under kartlegging av høydemodellen, som gir uttrykk for at ryggformene i Årungen vest er lite fremtreden i forhold til ryggene Øst for Årungen (figur 4.2, 4.4, 4.5). Dette kan tolkes til avsetningsperioden av havavsetninger, siden vest for Årungen lå antageligvis under havnivået ± 1200 år lenger enn området i øst, der glasialt morenemateriale ble begravd av havsedimenter, noe som kan støttes av feltobservasjoner der det ligger større blokker i nedgravd ravine. Andre observasjoner som støtter denne teorien er elveløp i området. Der Rosenfeld har kartlagt israndavsetninger bøyer bekkeløp seg etter en av hans kartlagte morene som er vanskelig å observere i høydemodellen. Eventuelt har havnivået ført til at morenemateriale fra dette området er såpass vasket at det ikke er mulig å observere disse i like stor grad som øst for Årungen.

4.4.1 Sedimenter

Undersøkelsen i Syverud var fordelt til to utgravde vertikalprofil i samme marine jordprofil der snittet til sammen var omtrent 4 meter dypt. Profilet består av kornfraksjoner som sand, silt og leire, der fraksjonene hovedsakelig består av silt og leire. Observasjoner og undersøkelse viste at sedimentene i økende grad ble mer kompakte og massive lenger ned i profilet med overgang fra veldig fin sand til siltig leire. Majoriteten av røtter ble observert ned mot 250 cm dyp. Profilet består av tydelige og diffuse horisontale lag. De mest fremstående horisontale lagene kan observeres fra 264 cm til 237 cm dyp med vekslende lag av fin sand og veldig fin sand, de groveste lagene har fått en rødlig farge, noe som tyder på oksiderende forhold. Et lag på 5 cm med grovere kornfraksjon observeres i rett nedenfor de horisontale lagene med funn av stein mellom 1-2 cm. Nedenfor laget med grovere kornfraksjon er det tynnere horisontale lag, med overgang til et mer kompakt og diffust lag med horisontale linjer. Mindre diffuse laminerte lag fra 140 cm til 130 cm med fin sand og siltig sand har rødlig farge. Mellom det sistnevnte laget går profilet over fra et blekt kompakt profil med hint av turbasjon på oversiden til å bli mer massivt og blålig i farge på undersiden av laget ned mot enden av det undersøkte profilet. Gjennom profilet finnes det spor av flere røde flekker, linjer og lag, noe som korrelerer med områder der rotsystem har vist seg å være. I nærheten av rotsystem er det også tegn til turbasjon. Det er også antydninger til diskontinuerlige linser med sand og silt.



Figur 4.21: Viser oversiktsbilde av det undersøkte profilet ved Syverudbekken. Profilet ligger i yttersvingen av meandrerende elv. Bildet viser Sør (venstre) mot Nord (høyre).



Figur 4.22: Viser overgang fra løspakket mot et mer kompakt profil. Tydelige horisontale lag i øverste del av bildet, mot tynnere mindre tydelige horisontale lag. Rødlig farge i lag med grovere kornfraksjoner. Viser kompakt lag med rødlige sandlinjer som går over til et mer massivt blålig siltig leirlag.



Figur 4.23: De mest fremstående horisontale lagene kan observeres fra 267 cm til 237 cm med vekslende lag av fin sand og veldig fin sand.



Figur 4.24: Mindre tydelige horisontale lag, med noe undulerende struktur i mer kompakt del av profilet. Viser ca 230 til 190 cm i den sedimentologiske loggen.



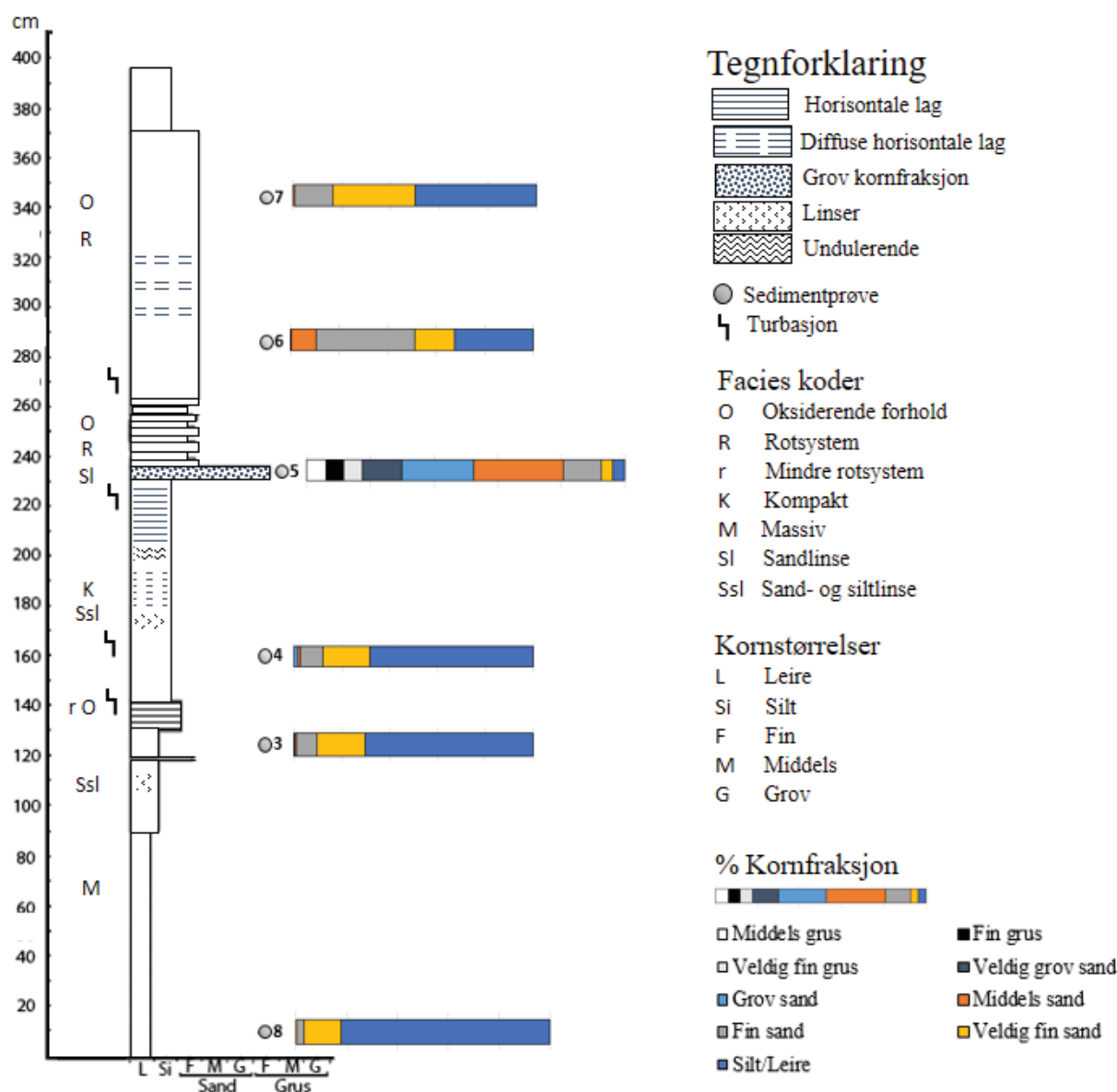
Figur 4.25: Viser laget med grovere lettpakket fraksjon (5 cm), med rødlige linjer som følge av rotsystem.



Figur 4.26: Viser diskontinuerlig kompakt lag med sandlag (rødlig).



Figur 4.27: Viser massivt lag med blålig siltig leire.

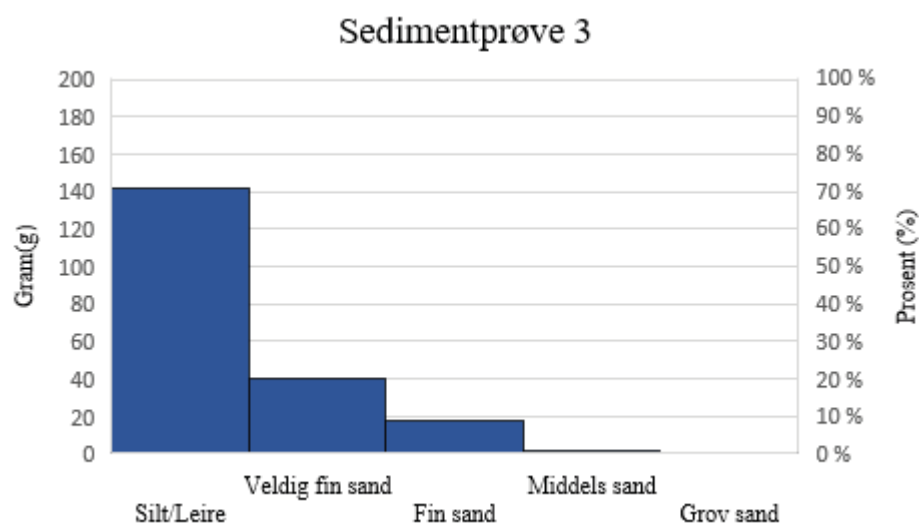


Figur 4.28: Viser sedimentologisk logg og % kornfraksjon for sedimentprøvene.

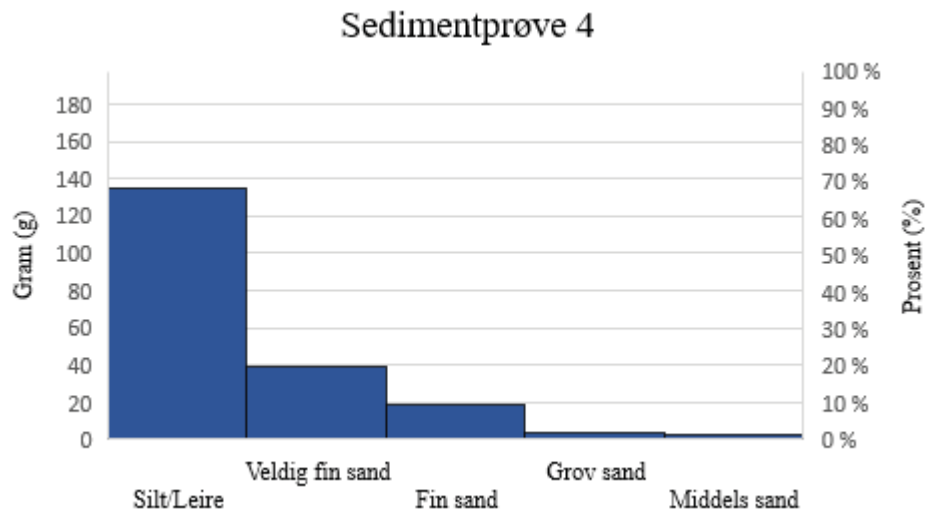
Den sedimentologiske loggen og kornfraksjonene tyder på at silt og leirinnholdet er høyest i de nederste delene av profilet. Tyder på at avsetningsmiljøet har endret seg over tid under sedimentasjon av materialet i profilet. Sedimentprøvene til kornfordelingsanalysen er hentet fra ulike stratigrafiske lag. Det er laget histogram og stolpediagram med vekt og prosent for de innsamlete sedimentprøvene.

Prøvene viser noen ulikheter i sedimentsammensetning. Sedimentprøve 3 og 8 er dominert av silt og leire ($\pm 70\%$, $>80\%$), der en liten del består av veldig fin sand ($<10\%$), det høye silt og leirinnholdet tyder på at sedimentene har blitt avsatt i stillestående vann. Sedimentprøve 4 og 7 følger samme trend som sedimentprøve 3 og 8, men inneholder mindre mengder ($<50\%$) silt

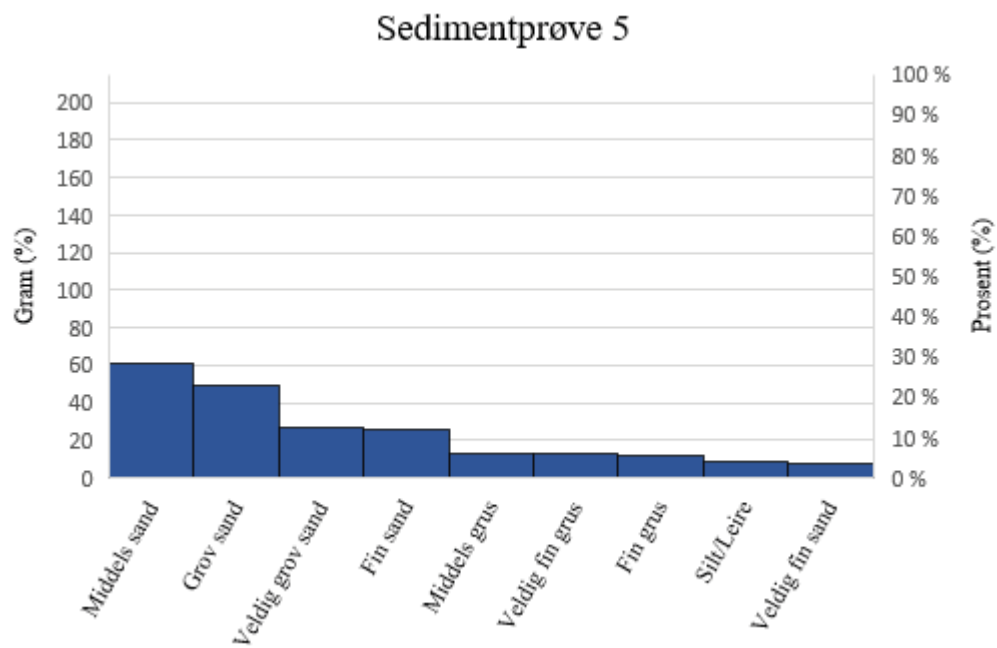
og leire, og inneholder større kornpartikler, dette kan indikere på stillestående vann, men tegn på høyere grad av avrenning. Sedimentprøve 7 domineres av silt, leire og veldig fin sand (>30%). For Sedimentprøve 6, består kornfraksjonene hovedsakelig av fin sand (>40%), silt og leire. Sedimentprøve 5 skiller seg ut fra de andre prøvene, der hovedfraksjonene inneholder middels til grov sand, med innhold av grus og svært lite silt og leire (<10%). Sedimentprøvene fra 5 og 6 gir en indikasjon på at havnivået har sunket så elveløpet havnet nærmere lokasjonen der det antageligvis ble avsatt grovere materiale i nærheten av datidens utløp. Eventuelt at vannføringen gikk raskere og avsatte grovere materiale. Sedimentprøve 7 kan tolkes med at vannhastigheten ble redusert og avsatte finere kornfraksjoner. Sedimentene tyder på siltig leire, og kan tolkes som havavsetninger.



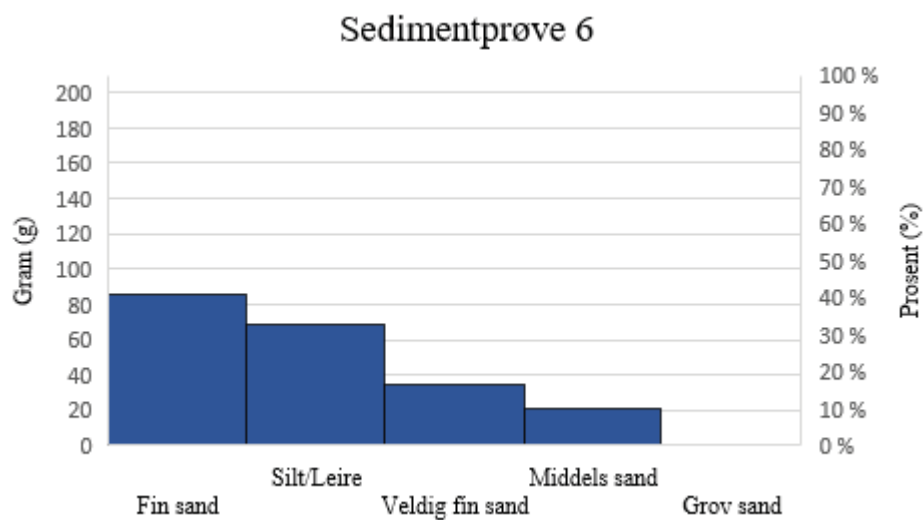
Figur 4.29: Viser histogram og % kornfraksjon for sedimentprøvene. Prøve 3 inneholder store mengder silt og leire, noe som forklarer at dette snittet var kompakt.



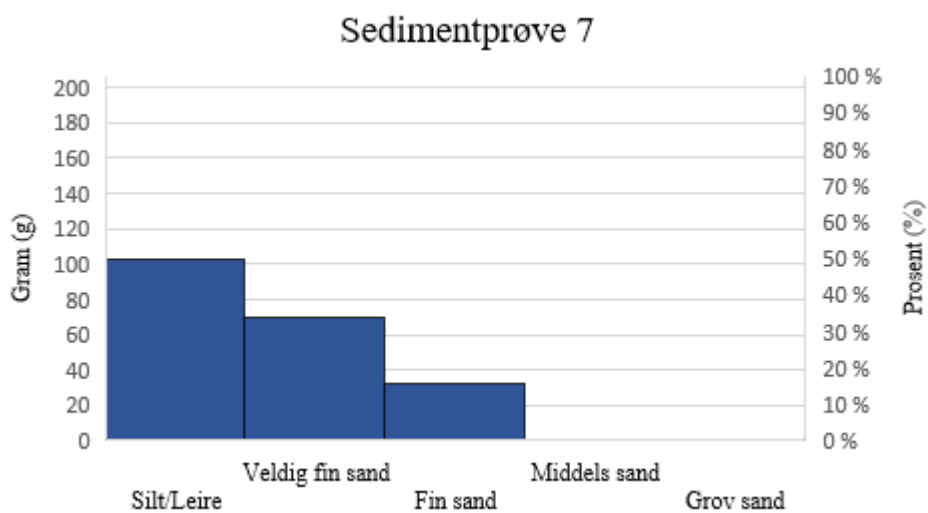
Figur 4.30: Viser histogram og % kornfraksjon for sedimentprøvene. Prøve 4 inneholder store mengder silt og leire, følger samme trend som prøve 3, prøve 4 virket blekere enn prøve 3.



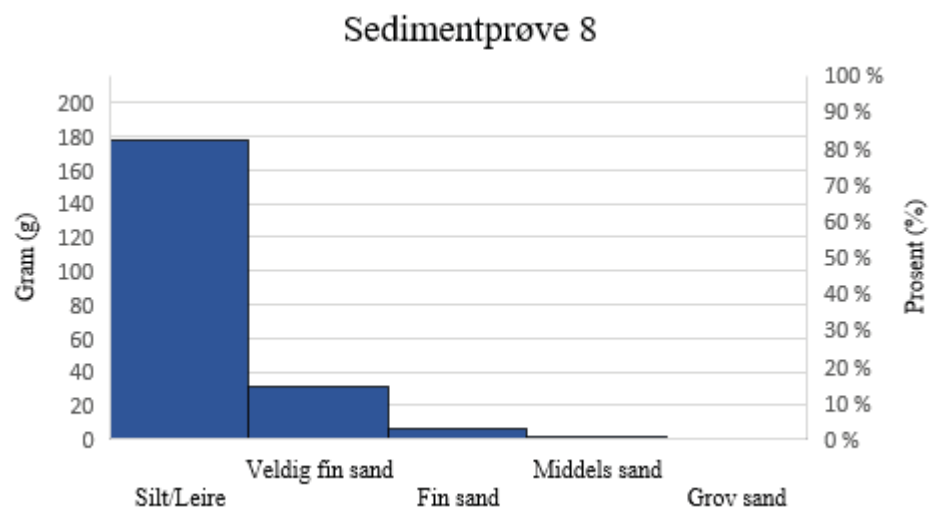
Figur 4.31: Viser histogram og % kornfraksjon for sedimentprøvene. Prøve 5 inneholder store mengder middels sand, grov sand til veldig grov sand.



Figur 4.32: Viser histogram og % kornfraksjon for sedimentprøvene. Prøve 6 inneholder hovedsakelig fin sand og silt/leire.



Figur 4.33: Viser histogram og % kornfraksjon for sedimentprøvene. Prøve 7 inneholder hovedsakelig silt og leire, og veldig fin sand.

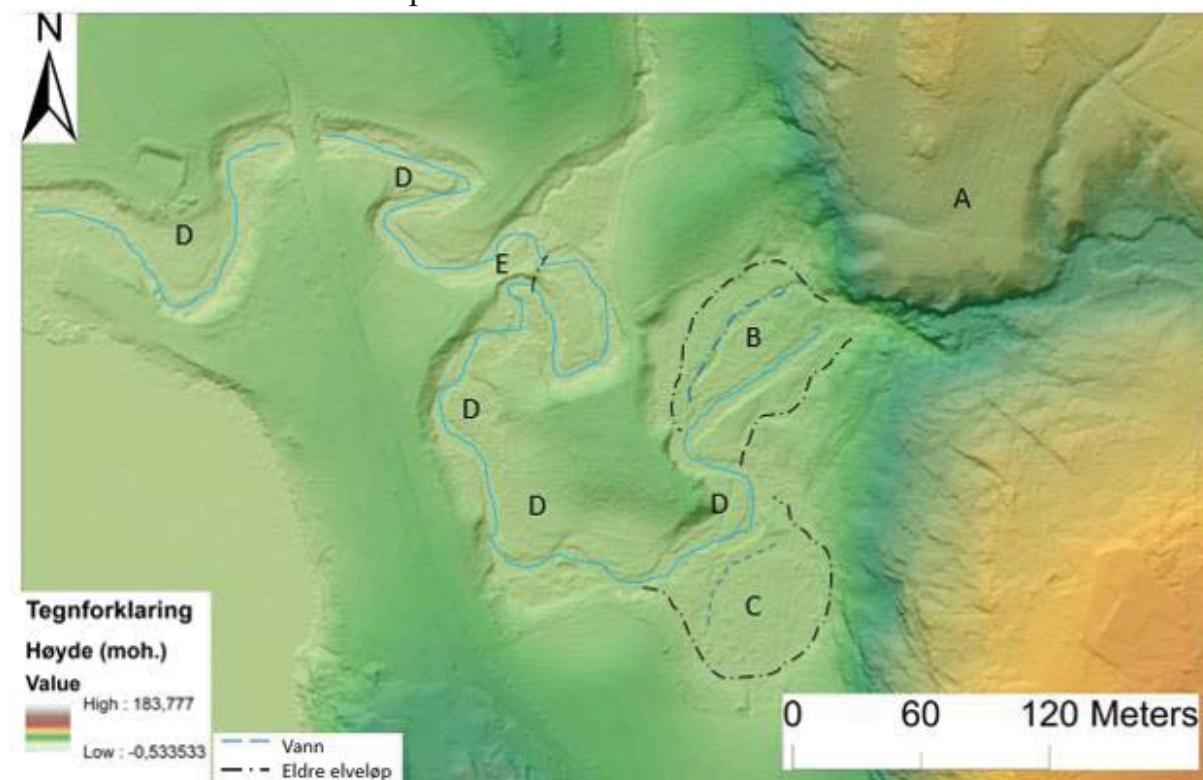


Figur 4.34: Viser histogram og % kornfraksjon for sedimentprøvene. Prøve 8 inneholder opp mot 80 % silt og leire.

4.5 Bekker- og elveformer

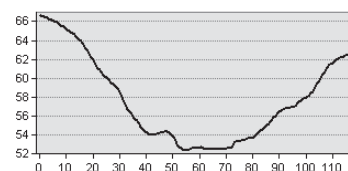
I studieområdet er det tydelige synlige tegn over fluviale erosjonsformer (figur 4.5). De mest markerte nedskjæringene i løsmassene som raviner, eldre raviner og større elveløp har et estimert areal (grovt målt) på 0.78 km². I tillegg til mindre markerte elve- og bekkeløp med nedsenkninger i løsmasser er det estimerte totalarealet (grovt målt) på 1.46 km².

4.5.1 Meandrerende elveløp



Figur 4.35: Modellen viser nedre del av Syverudbekken like før utløpet til Årungen. terrasseflate (A), en halvveis forlatt meandersving (B), avgrenset tidligere elveløp (C), elvebanker i innersvingen av elveløpet (D), starten på en ny kroksjø (E). Den blå stipla linjen viser vann i meandersving og avgrenset kroksjø. Svart stipla linje viser tidligere elveløp. Blå linje viser hvor elven renner i dag. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

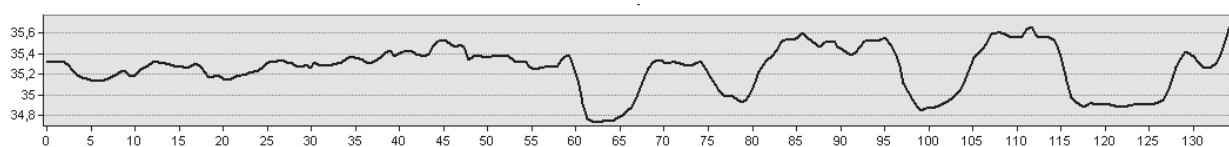
Bekkeløpet til Syverud viser et meandrerende elveløp ved utgangen elveløpet mot Årungen innsjø. Figur 4.35 viser løpet med en terrasseflate, en halvveis forlatt meandersving, avgrenset tidligere elveløp, innersvingsbanker, og starten på ny kroksjø. Den blå stipla linjen viser vann i meandersving og avgrenset kroksjø. Svart stipla linje viser tidligere elveløp. Der de blå stipla linjene går i B, vil antageligvis være aktive i perioder med stor vannføring.



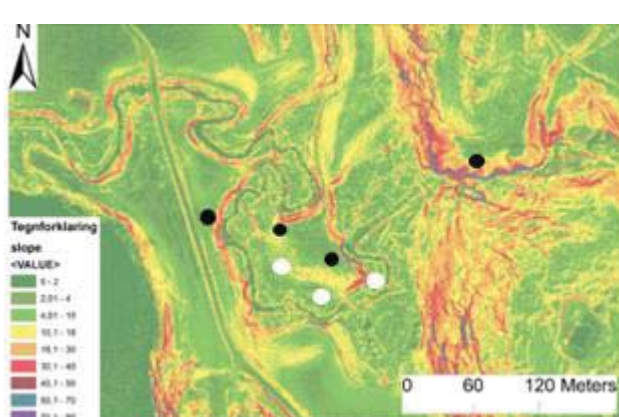
Figur 4.36: Tverrprofil av hovedløpet til Syverudbekken. Til figur 4.35

Tverrprofil av elveløpet (figur 4.36) og tverrprofil av meandrerende elv (figur 4.37). Profil 4.36 viser elveløpet, der elven har erodert ned 10-12 meter løsmasser. Figur 4.37 viser profil av det meandrerende elveløpet. Profilet gir en indikasjon på at det tidligere elveløpet har ligget omtrent 35.4, 35.5 meter over havet, mens det pågående elveløpet har erodert seg ned mot 0.5 meter ned i løsmassene.

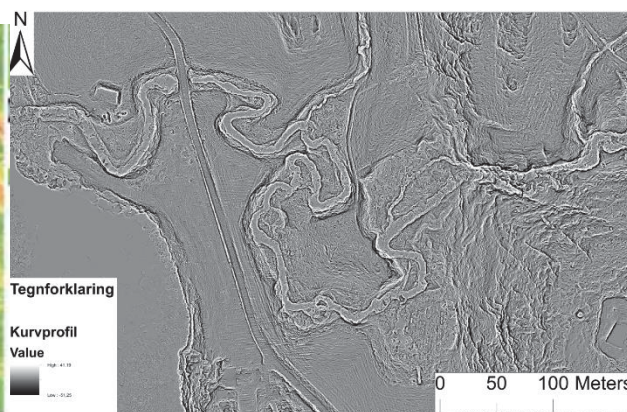
Eldre elveløp tyder på at meandersvingen har vært større før, der antageligvis vannføring og vannhastigheten har vært større tidligere enn nå. Elveflaten kan da ha hatt en større bredde, og Etter hvert kan vannvolumet ha gravd seg lenger ned i løsmassene over tid, og vannføring og transporthastigheten har blitt lavere.



Figur 4.37: Tverrprofil av meandrerende elv Til figur 4.35.



Figur 4.38: Helninggrad generert fra LiDAR-data fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).



Figur 4.39: Kurvprofil generert fra LiDAR-data fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

Langs elvebredden og utløpet fra hovedelven viser figur 4.38 at helningsgraden langs elvekanten og utløpet en bratt til meget bratt helning (Svart punkt). Der elveløpet treffer elvekanten i yttersvingen kan det observeres middels til meget bratt helning (Svarte punkter). På motsatt side (hvite punkter) i innersvingen kan det observeres lavere helningsgrad, der det helningsgraden går fra flate mot middels helningsgrad. Ved elvekantene er middels og bratt helning er mer representativt, med noen tilfeller av meget bratt helningsgrad. Kurveprofilen (figur 4.39) viser samme profil, der lysere mot hvite områder tyder på konveks opp form, noe

som indikerer på erosjon og sedimenttransport går raskere i disse områdene enn resten av løpet. De lyse og hvite områdene korreleres med elveløpets helningsgrad, der elven treffer elvekanten (Svarte punkter).

De kartlagte meandrerende elveløpet i studieområdet viser at Syverudbekken (Bølstadbekken) meandrerer nedstrøms fra 80 til 78 moh og fra 55 moh til utløpet av Årungen (33moh).

Norderåsbekken viser små meandrerende løp nedstrøms fra 60 moh til utløpet av Årungen.

Ved ravine (figur 4.48) meandrerer løpet nedstrøms fra 40 moh. Smebølbekken meandrerer fra 46 til 44 moh, og fra 55 til 50 moh. En av årsakene til meandersvingene er antageligvis på grunn av havnivået og at transporthastigheten på løpene blir bremsset mot tidligere innsjø- og havnivå.

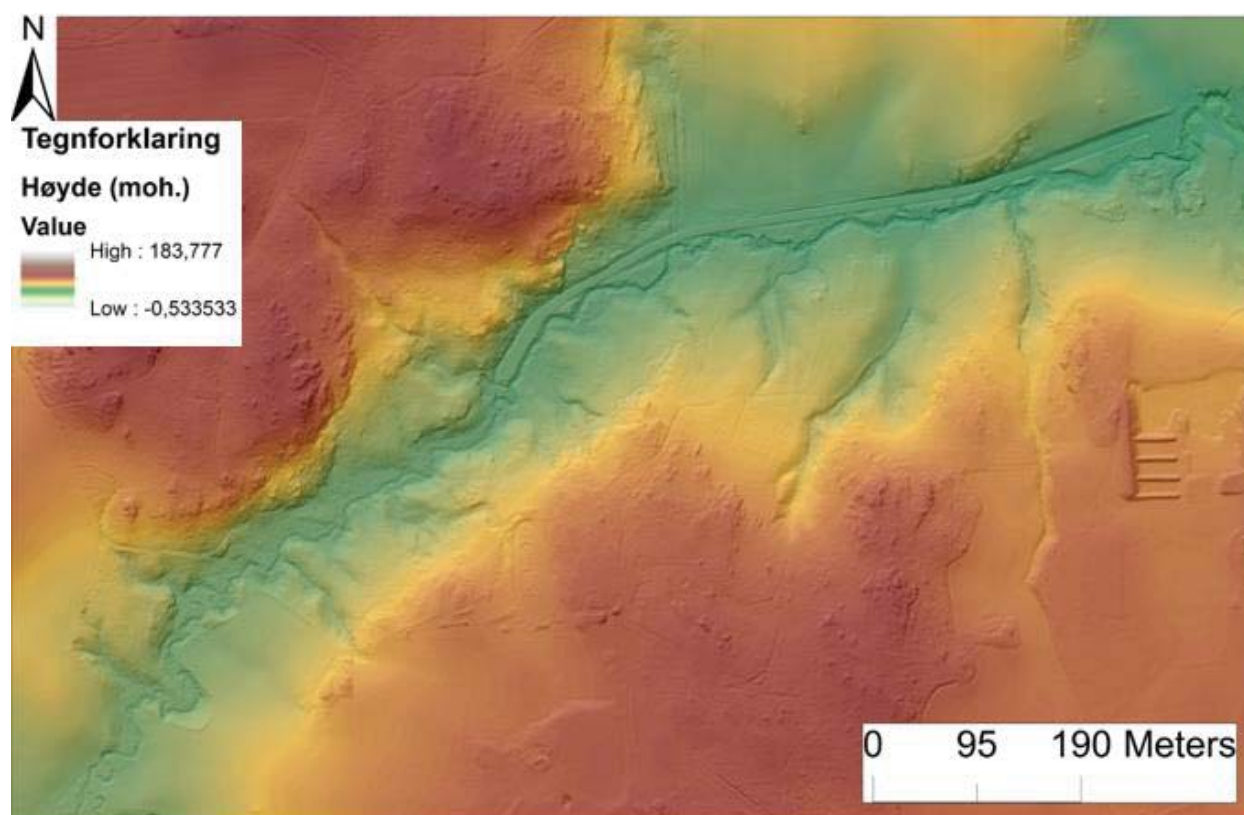


Figur 4.40: Digital høydemodell i 3D med fjellskygge (asimut 270) fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

Elveløp virker betydelig styrt av berggrunn i området (figur 4.40). Utsnitt av Årungen innsjø mot vest. Der man tydelig ser nedgravd landskap fra Syverudbekken og Norderåsbekken mot Årungen innsjø. I tillegg til løsmasser som skråner nedover fra høydedrag med mindre elveløp som har erodert seg ned i løsmasser og terrasseflater.

4.5.2 Elvekanaler

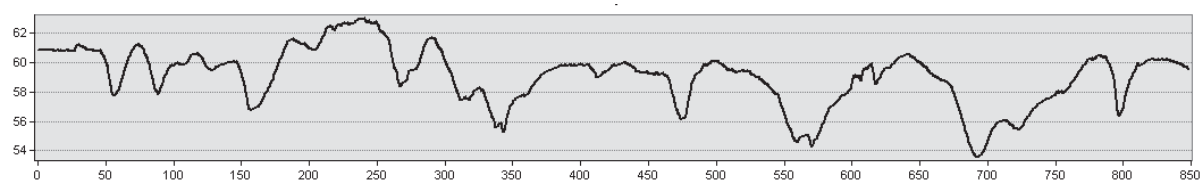
Terrenget i nedbørsfeltet viser tydelige elvekanaler langs 3 av hovedløpene ned mot Årungen innsjø.



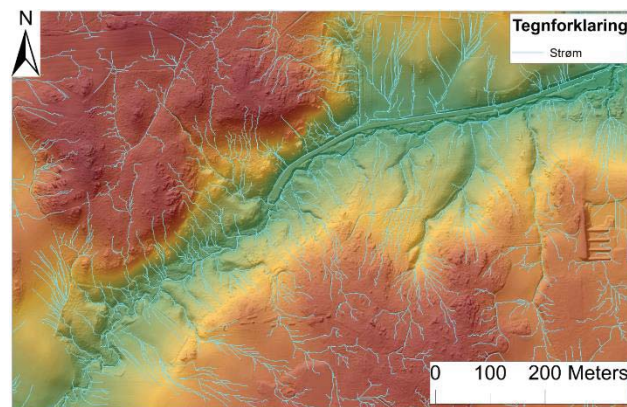
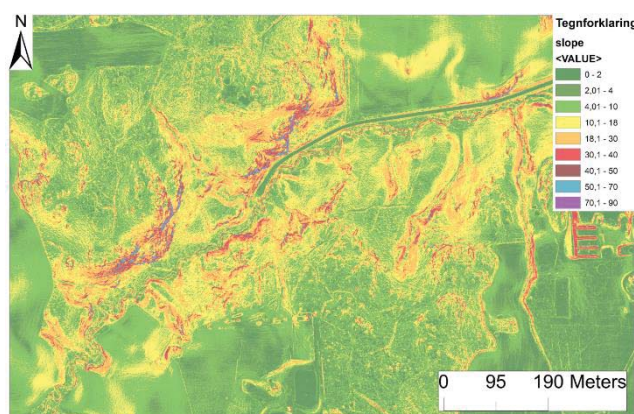
Figur 4.40: Elveløp med elvekanaler. Fjellskygge (asimut 337.5) fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

Figur 4.40 viser terrasse med elvekanaler som drenerer nedstrøms til elvens hovedløp.

Observasjoner viser at elvekanalene har erodert løsmateriale i terrassen ved elveløpet mot lavereliggende terreng. Elvekanalene forekommer langs de store elveløpene som Smebølbekken, Bølstadbekken (Syverudbekken), og Norderåsbekken.



Figur 4.41: Tverrprofil av elvekanaler for figur 4.40.

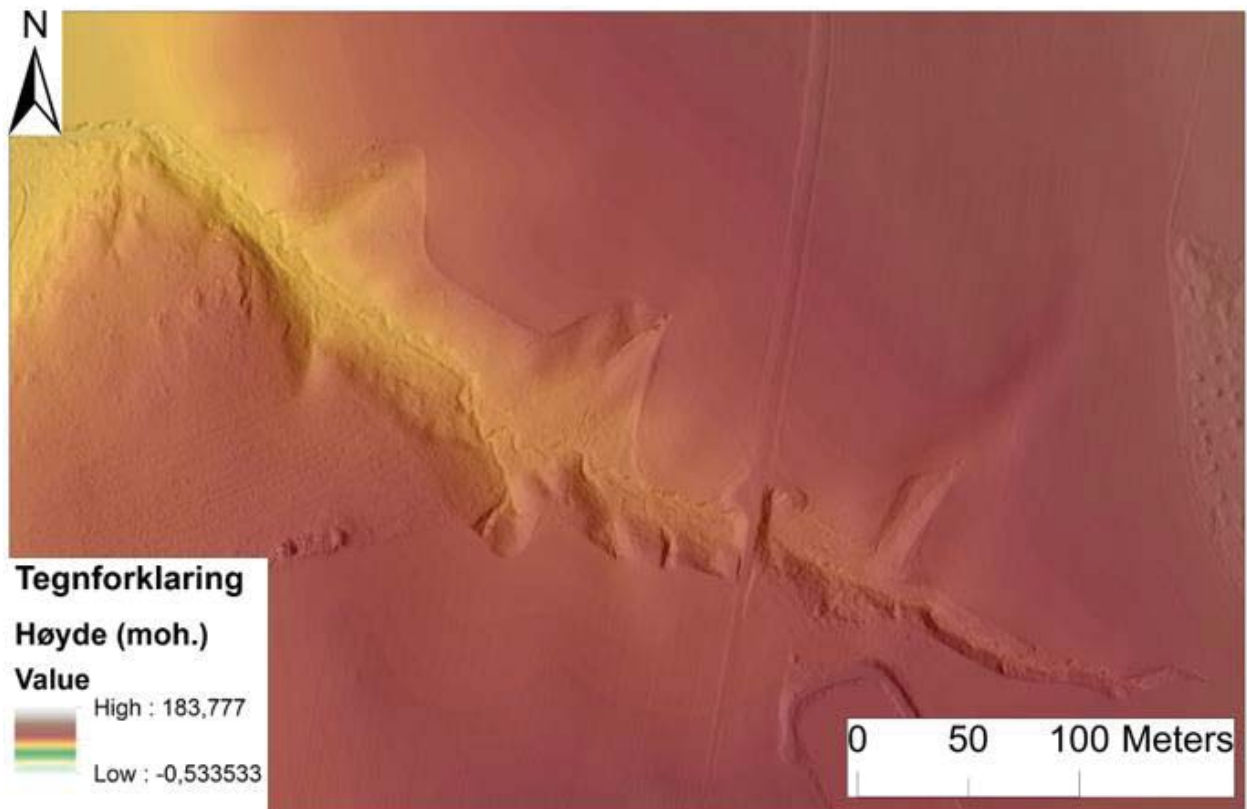


Figur 4.42: Helningsgrad generert fra LiDAR-data fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016). Figur 4.43: Elvenett generert fra LiDAR-data fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

Figur 4.42 og 4.43 viser helningsgrad og elvenettverk for elvekanalene. Elvenettverket viser avrenningsmønsteret til overflatevannet. Det kan observeres at elvenettverket korrelerer med elvekanalene i løsmassene, der forgreninger av overflatevann samler seg nedstrøms til en hovedgren. Helningsgraden viser at det er bratt fra fjell mot løsmassene med middels bratt helningsgrad, noe som tyder på at hastigheten til vannet er med på å bidra til erosjon i området. I elvekantene ved hovedløpet viser også bratt helningsgrad.

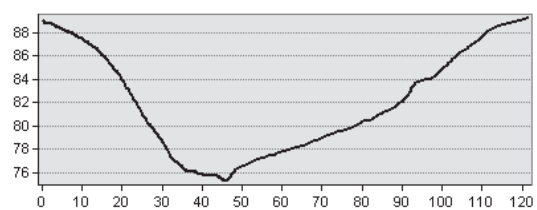
4.5.3 Raviner

Modellen over nedbørsfeltet viser tydelige nedskjæringer i løsmasser. På jordbruksarealer er ravinnettverkene mindre synlig, der årsaken kan være jordbruksaktivitet som grøfting og planering av området. Ravinene i landskapet tyder på erosjon, massebevegelse som følge av isostatisk heving, eustatisk senkning og store mengder nedbør. 3 ravineeksempler fra nedbørsfeltet er brukt for å se ulikheter og likheter i form i et høyere område, lavere område og ved et jordbruksareal.



Figur 4.44: Digital elevasjonmodell over ravine vest for Årungen med fjellskygge (asimut 337.5) fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

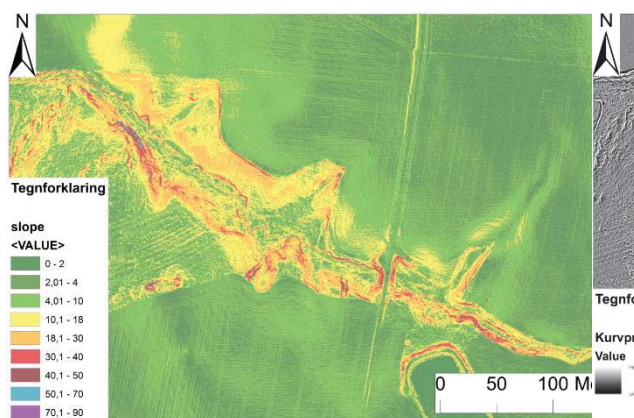
Ravine i figur 4.44 har markerte kanter. Formen viser at startpunktet er liten av bredde og grunn, med en markant økning i dybde og bredde mot endepunktet av ravinen. Ravinen har markerte nedskjæringer (elvekanaler) på nordsiden og sørsiden av ravinen, noe som tyder på mindre strømmer av vann



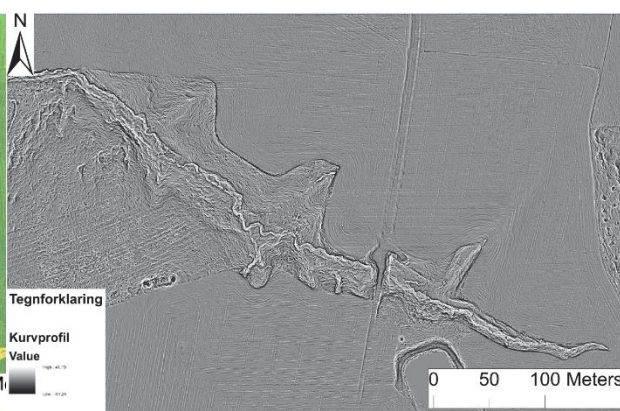
Figur 4.45: Tverrprofil av hovedløpet for ravine figur 4.44.

dreneres ned mot ravinebunnen fra sidene. I ravinebunnen er det mer markerte nedskjæringer, noe som tyder på at det går et elveløp her. Tverrprofil (figur 4.45) viser svakt V-formet

ravineende der løsmasser ned mot 12 meters dybde er erodert bort eller fjernet med massebevegelse.

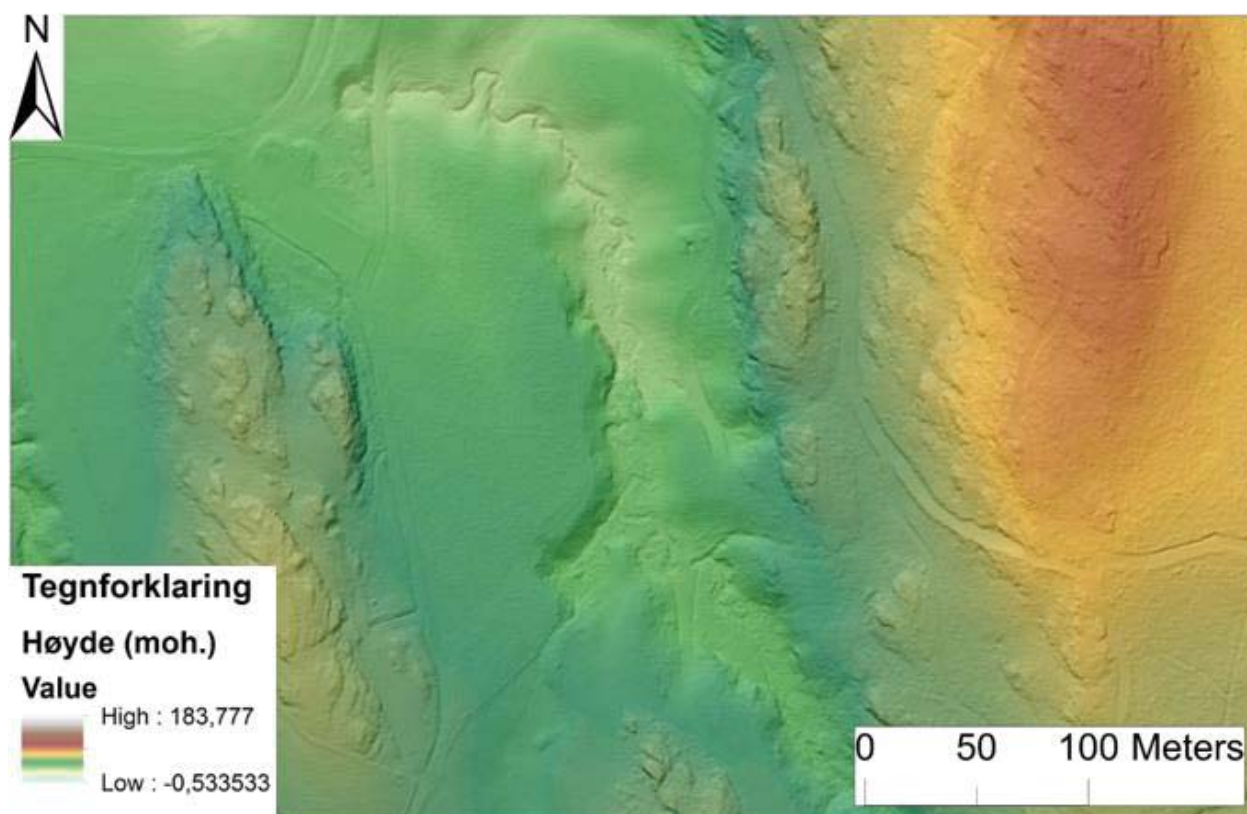


Figur 4.46: Helninggrad generert fra LiDAR-data fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).



Figur 4.47: Kurvprofil generert fra LiDAR-data fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

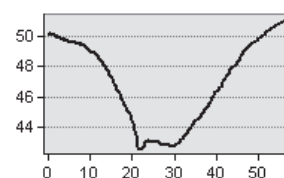
Helningsgraden (figur 4.46) i ravinekantene viser middels til meget bratt helningsgrad på sørsiden av ravinekanten. På nordsiden av ravinekanten med forgreininger er helningsgraden lavere i forhold, med middels helningsgrad i begynnelsen av ravinen mot bratt ved enden av ravinen. Kurvprofilet (figur 4.47) korrelerer med nedskjæring ved elveløp i ravinebunnen viser at erosjon og sedimenttransport er høyest i elvenedskjæringene.



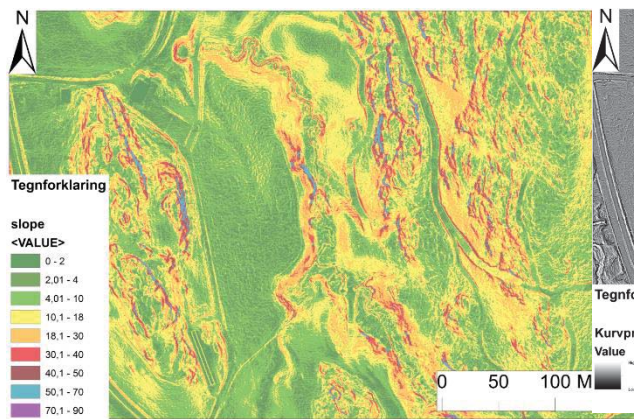
Figur 4.48: Digital elevasjonmodell over ravine og elveløp mot Årungen innsjø med fjellskygge (asimut 337.5) fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

Figuren 4.48 viser ravine mot Årungen innsjø fra sørgående retning. Det kan observeres fjell fra øst- og vestgående retning, noe som tyder på at ravinen orienteres av berggrunnen. I

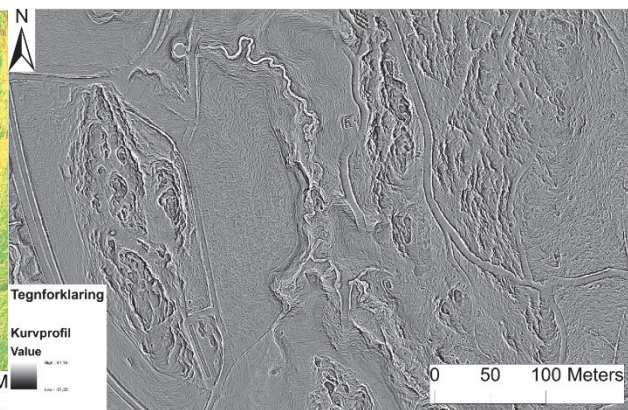
ravinebunnen kan det observeres et meanderende elveløp, noe som tyder på endring i vannføring går det et meanderende elveløp. Vest for ravinen ligger en terrasse. Helningsgraden (figur 4.50) viser at terrassen har en relativt lav helningsgrad på terrasseflaten, med middels til meget bratte skråninger mot ravinen. I det meanderende elveløpet kan det observeres meget bratte elvekanter der nedskjæringen er tydeligst. Kurvprofilet (4.51) av ravinen tyder på at erosjon og sedimenttransport er høyest i det meanderende elveløpet, med svak erosjon mot i ravinekantene. Tverrprofilet (figur 4.49) av ravinen viser løsmasser ned mot 7 meters dyp har erodert bort.



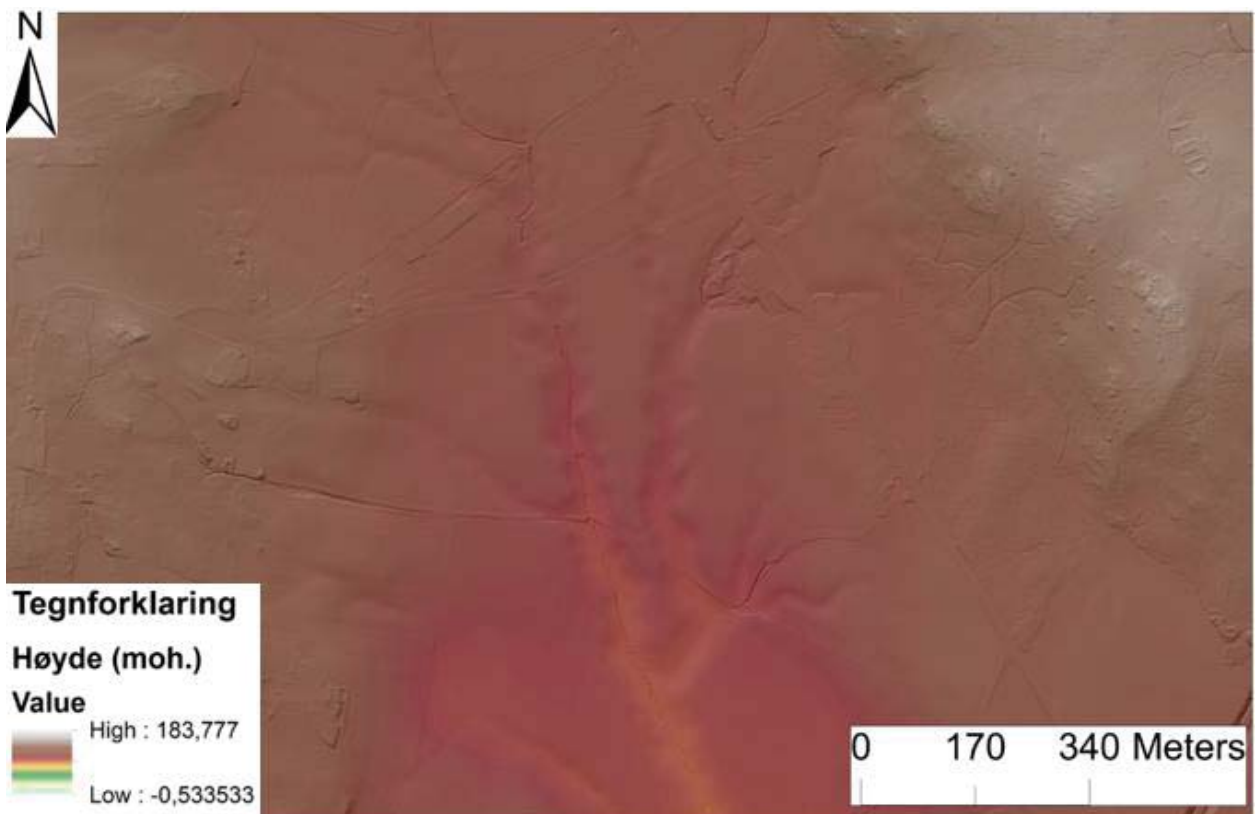
Figur 4.49: Tverrprofil av hovedløpet for ravine figur 4.48.



Figur 4.50: Helninggrad generert fra LiDAR-data fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).



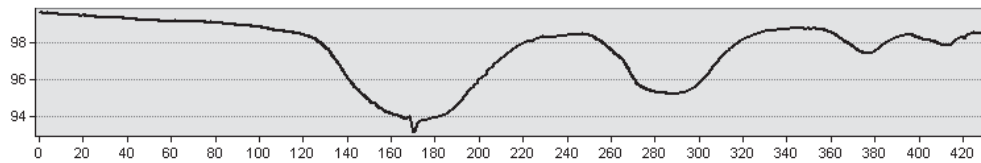
Figur 4.51: Kurvprofil generert fra LiDAR-data fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).



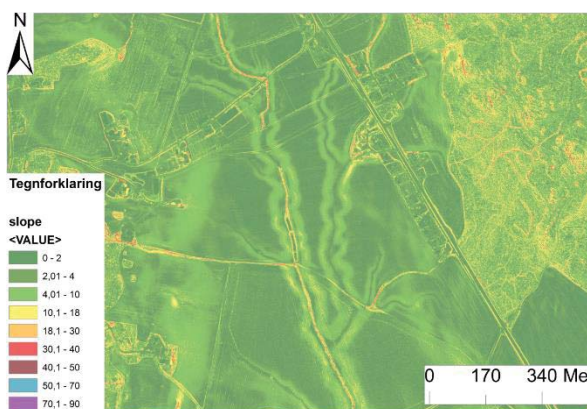
Figur 4.52: Digital elevasjonmodell over elveløp med fjellskygge (asimut 337.5) fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

Figur 4.52 viser et eldre ravinesystem. Det kan observeres at denne eldre ravinen ikke er like markert som ravineeksemplene i figur 4.44 og 4.48. Ravinen ligger høyere over havet enn den andre ravineeksemplene der flere forgreninger samler seg til et hovedløp fra høyere mot lavereliggende terreng på et jordbruksareal. Figur 4.54 viser at helningsgraden for ravinestrukturen er slak, men tydelig i forhold til resten for resten av overflaten i

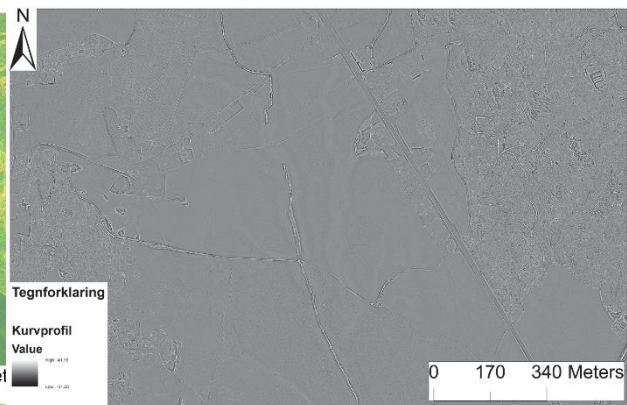
jordbruksområdet. Figurene viser også en økning i helningsgrad der det er grøftet, der elveløpet dreneres nedstrøms i dag. Kurvprofilen (figur 4.55) viser lite synlig tegn til erosjon og sedimenttransport enn for kurvprofilene i de andre eksemplene. Svak synlig erosjon og sedimenttransport i grøftet område kan observeres. Tverrprofil av forgrenet ravinemønster viser at systemet er U formet (figur 4.53), mens eksempel 1 og 2 er svakt V formet. Profilet viser at hovedstrukturene går 5 meter ned i løsmassene, mens de mindre går mot en halv meter ned i løsmassene.



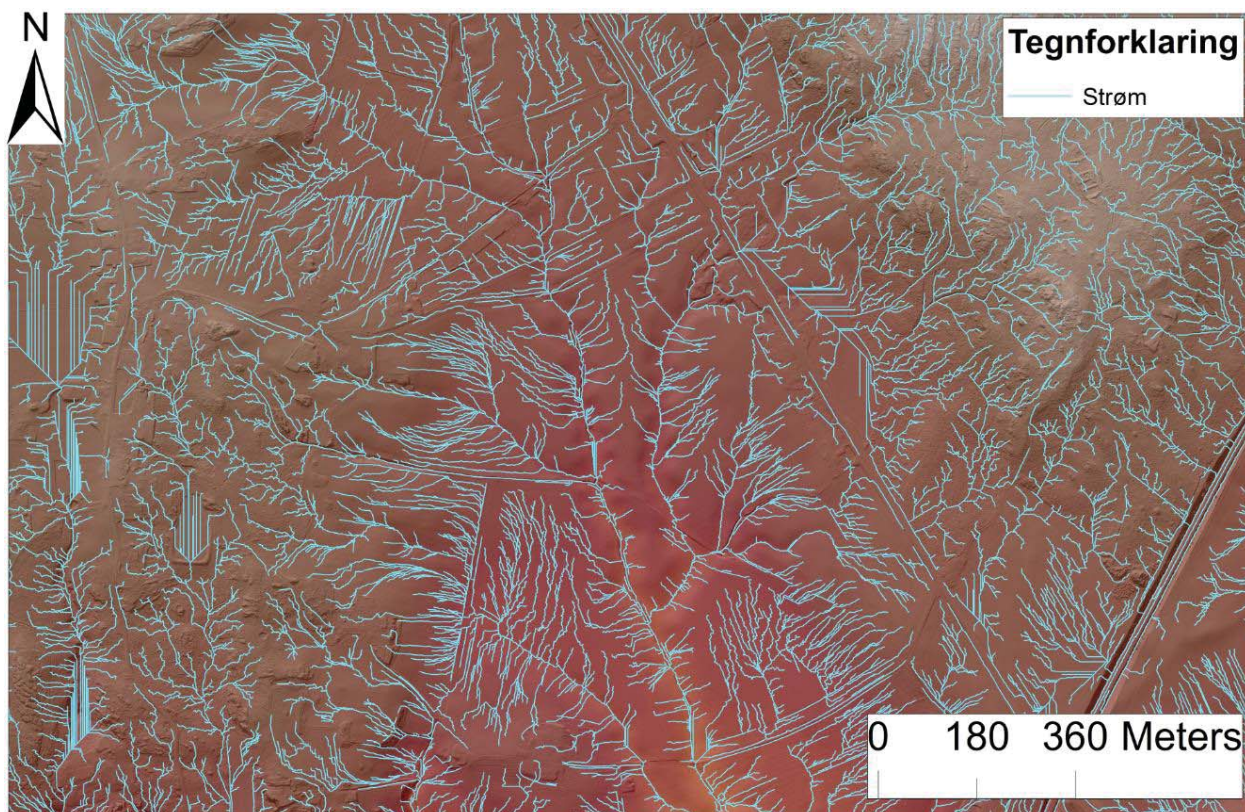
Figur 4.53: Tverrprofil av hovedløpet for ravine figur 52.



Figur 4.54: Helninggrad generert fra LiDAR-data fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).



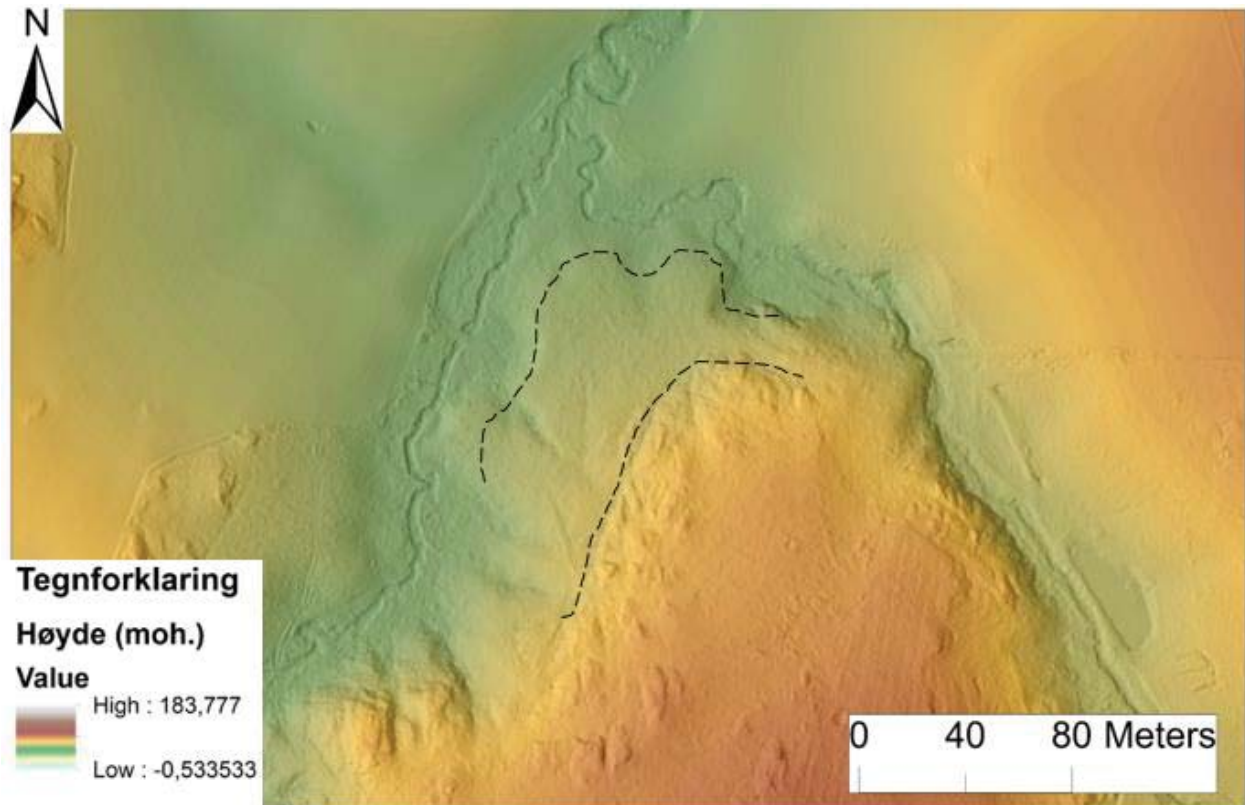
Figur 4.55: Kurvprofil generert fra LiDAR-data fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).



Figur 4.56: Elvenett generert fra LiDAR-data fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

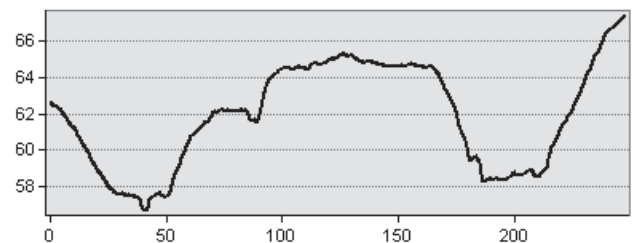
Figur 4.56 viser strømningsnettets over samme system, der det tydelig kan observeres hvordan avrenningsmønsteret påvirkes av den eldre ravinen, der overflatevann samler seg og følger dreneringsmønsteret.

4.5.4 Terrasser



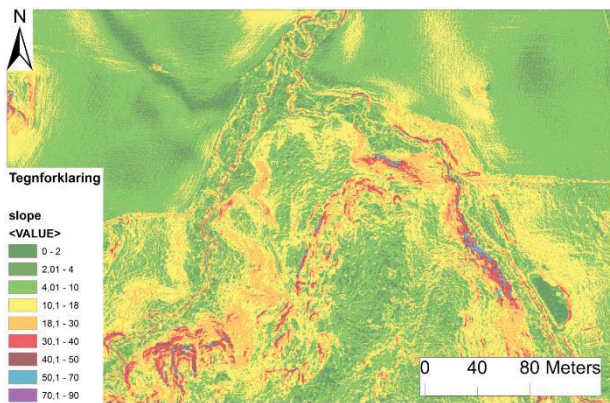
Figur 4.58: Digital elevasjonmodell over terrasse mellom to elveløp mot Årungen innsjø med fjellskygge (asimut 337.5) fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

Figur 4.58 viser en terrasseflate (65 moh) ved siden av et fjell ved to elveløp. Terrassen har en tydelig form med skråning til middels bratt helning som skråner ned der elveløpene krysses (figur 4.60). Mellom fjellet og terrasseflaten er det bratt helningsgrad. Kurvprofilet (figur 4.61) tyder på at det er mest erosjon og sedimenttransport

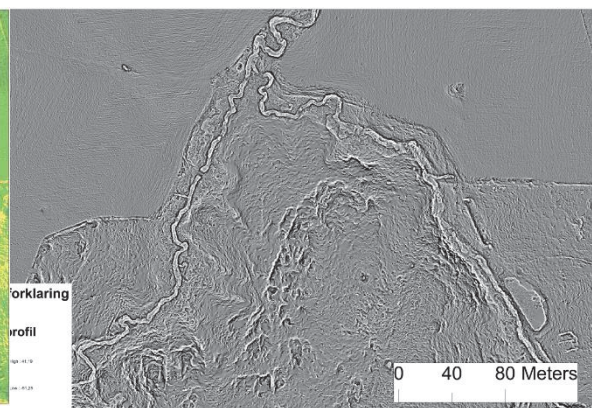


Figur 4.59: Tverrprofil av terrasse for figur 4.58.

ned elveløpene og litt langs kanten av terrassefronten. Ved fjellfronten er det antydninger til erosjon, noe som gir grunnlag for oppbygging av terrassen. Andre antagelser vil være at terrassene i området har blitt dannet ved tidligere havnivå, med erosjonsflate fra ytterkanten som følge av tidligere større elveløp som har erodert seg ned i flaten. De kartlagte terrassene (figur 4.5) ligger rundt 65 moh ved Syverudbekken, 45 moh ved ravine (4.48), 70 moh ved undersøkelse (3.2), og 64 moh ved Norderåsbekken. De fleste av de kartlagte terrassene skråner ned mot elveløpene, og målt høyde er tatt fra midten av terrasseflatene. Disse kan korreleres til ulike strandhakk og havnivåendringer (kapittel 4.4)

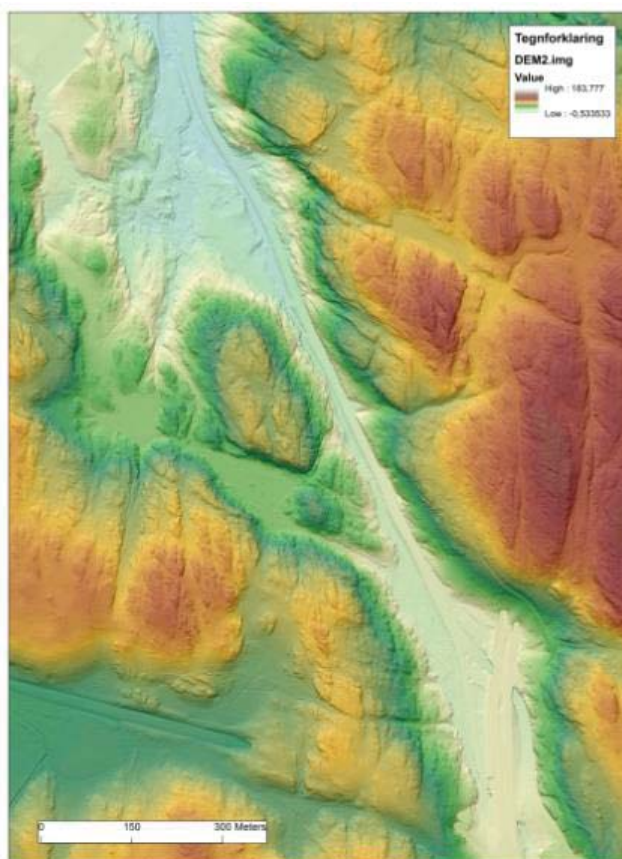


Figur 4.60: Helninggrad generert fra LiDAR-data fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

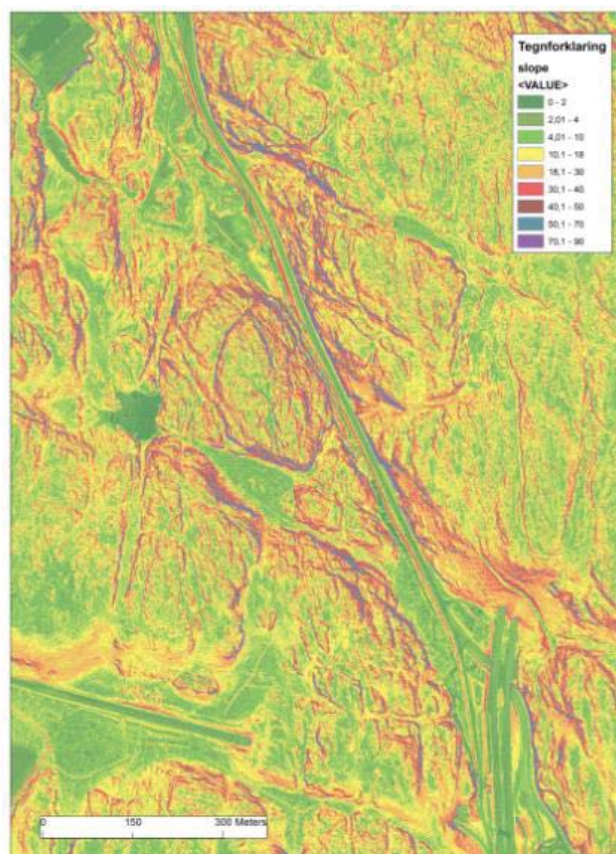


Figur 4.61: Kurvprofil generert fra LiDAR-data fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

4.6 Bunnefjorden



Figur 4.62: Digital høydemodell av Bunnefjorden med fjellskygge (asimut 337.5) fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).



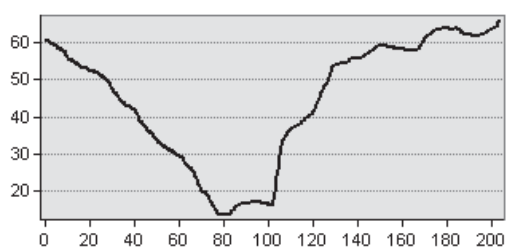
Figur 4.63: Helninggrad generert fra LiDAR-data fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

Ved Bunnefjorden ble det undersøkt et antatt delta. Figur 4.6.1.1 viser området der det ble gjort georadarundersøkelse av et antatt delta.

Figuren viser det som observeres som en dalform med relativt bratt helningsgrad (figur 4.6.1.2) mellom fjellveggene i dalen. Området virker å være preget av lite løsmasser på grunn av de tydelige

strukturene i høydedragene og langs dalsidene. Det undersøkte området er antageligvis på et delta som ble

dannet under havnivået for 2400 – 2500 år siden. Tverrprofilet tyder på V-formet dalstruktur, som antageligvis er formet av abrasjon og fluvial erosjon.



Figur 4.64: Tverrprofil av dal i Bunnefjorden figur 4.62.

4.6.2 Georadar

Ved Bunnefjorden ble det gjort undersøkelser med georadar for å avdekke et antatt delta som antageligvis ble dannet under en katastrofetapping ved Årungen for rundt 2400-2500 år siden. Georadar ble tatt i bruk for å kartlegge sedimentstrukturene under overflaten for å observere oppbyggingen av det som antageligvis er et submarint delta. Facies ble dannet under en katastrofetapping som gir georadarprofilene et særegent utseende.

Lengdeprofil

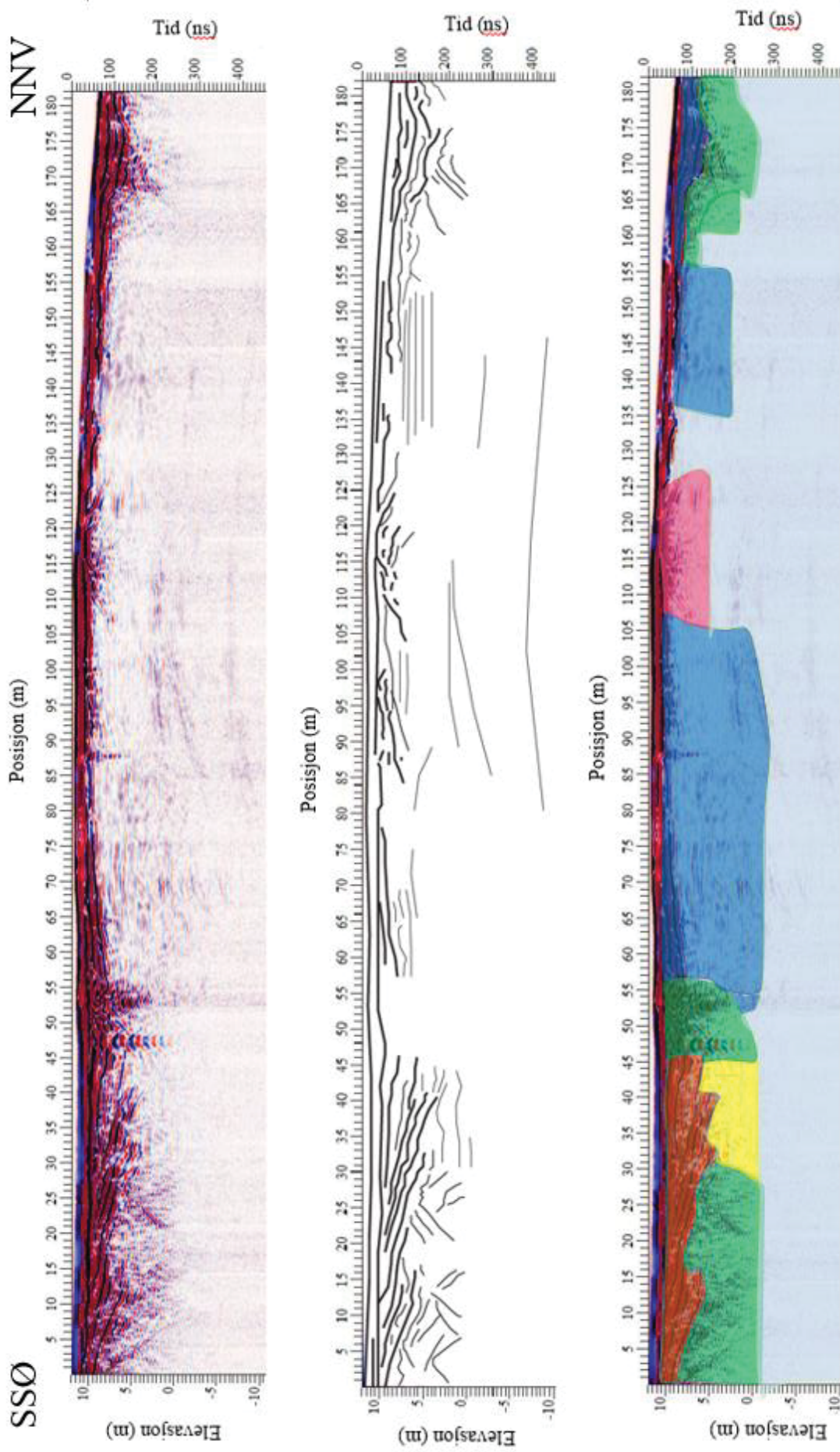
Beskrivelse av lengdeprofil

Lengdeprofilet (figur 4.65A og 4.65B) går fra sør-sørøst (SSØ) mot nord-nordvest (NNV) og er 363 meter langt. Fokuset ligger på figur A, den sørlige delen mellom 0 – 180 meter har vært mest i fokus da det er nærmest tverrsnittene. Figur 4.6.2.1 viser at de mest tydelige refleksjonene finnes ved 0 – 45 meter der hellende (sub)parallelle reflektorer dominerer med et fall mot nord-nordvest retning. Under denne faciesen er kaotiske reflektorer med diffraksjon (0 – 30 meter og 45 – 57 meter) og undulerende (sub)parallelle reflektorer (30 – 45 meter). Fra 45 meter og videre nordover er det et område med svake reflektorer bestående av horisontale til svakt hellende (sub)parallelle reflektorer som stopper opp ved 108 meter ved en fjellbotning/berggrunn (kartlagt med rosa fargekode). Fra 137 til 155 meter er det svake horisontale reflektorer igjen. Fra 155 – 190 meter blir det samme refleksjonsmønsteret styrket med svak helning mot nord-nordvest retning med lignende refleksjonsmønster under laget som ved 0 – 45 meter av lengdeprofilet. De horisontale til svakt hellende (sub)parallelle reflektorene strekker seg mot 283 meter. Under dette horisontale laget kan det observeres to reflektorer for oppstikkende berggrunn (203 og 235 meter) med kaotisk reflektorer mellom. Under det kaotiske reflektor mønsteret kan det observeres flere horisontale til svakt hellende (sub)parallelle reflektorer. Fra 284 – 363 meter kan det observeres i det øverste laget en langt og grunt kaotisk reflektor med diffraksjon, med underliggende undulerende (sub)parallelle reflektorer som strekker seg fra 240 meter og ut. Figur 4.6.2 viser at de dielektriske refleksjonene penetrerer grunt ned bakken, der den dypeste gjennomtrengeligheten ligger i figur B.

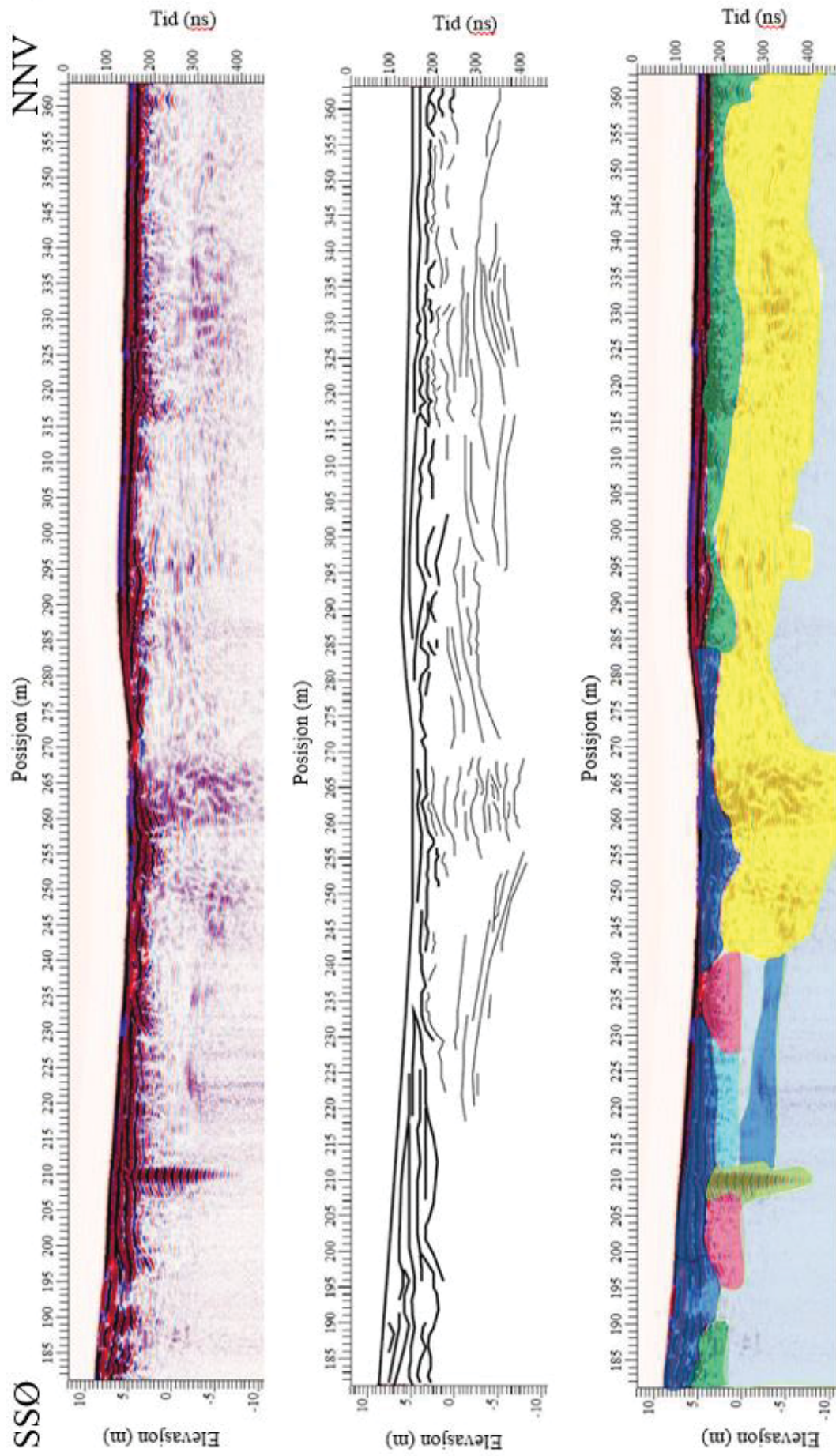
Tolkning av lengdeprofil

De horisontale til svakt hellende (sub)parallelle reflektorene og hellende (sub)parallelle reflektorene tyder på et avsetningsmiljø der sedimentene har blitt avsatt i en nord-nordvest

gående retning. De horisontale lagene tyder på at sedimentene er avsatt i samme hastighet med lik tilførsel av materiale, mens de svake og hellende sedimentene tyder på et avsettelsesmiljø med lateral utbygging eller progradering, som danner hellende overflater og skrålag. Berggrunnen ved 107 meter kan være en årsak til helning mot sør-sørøst i de øverste 3 meterne sør-sørøst for berggrunnen, da dette området kan ha hatt divergerende oppfylling. Fra 45 – 57 meter tyder det på hyperbler, som muligens er en rørledning, da det ligger bolig på andre siden av veien. Mellom to berggrunnshøyder på figur B kan det observeres et kaotisk refleksjonsmønster, noe som kan tyde på oppfylling i en annen retning mellom disse. Fra 240 meter ut profilet kan det observeres undulerende (sub)parallelle mønstre, der det er diskontinuerligheter i mønsteret. En kan anta at disse mønstrene kommer fra hastigheten på de transporterte sedimentene med stor tilførsel av grovere sedimenter som grus og sand, med mulig stein og steinblokker. I tillegg er det en mulighet at endret havnivå og landheving har ført til diskontinuerlighetene, der orienteringen av helningsgraden innad i sedimentene varierer. De refleksjonsfrie sonene tyder på leire som ligger under de grovere sedimentene, som antageligvis kommer fra det opprinnelige laget før deltaet ble dannet. Deltaet inneholder antageligvis sand og grus, spesielt i områdene med sterke og tydelige refleksjonsmønstre.



Figur 4.65A: Georadarprofil, skisse over strukturene i georadarprofillet og georadarprofil med indentifiserte facies med fargekoder fra figur 3.4



Figur 4.65B: Georadarprofil, skisse over strukturene i georadarprofillet og georadarprofil med indentifiserte facies med fargekoder fra figur 3.4.

Tverrprofil 1

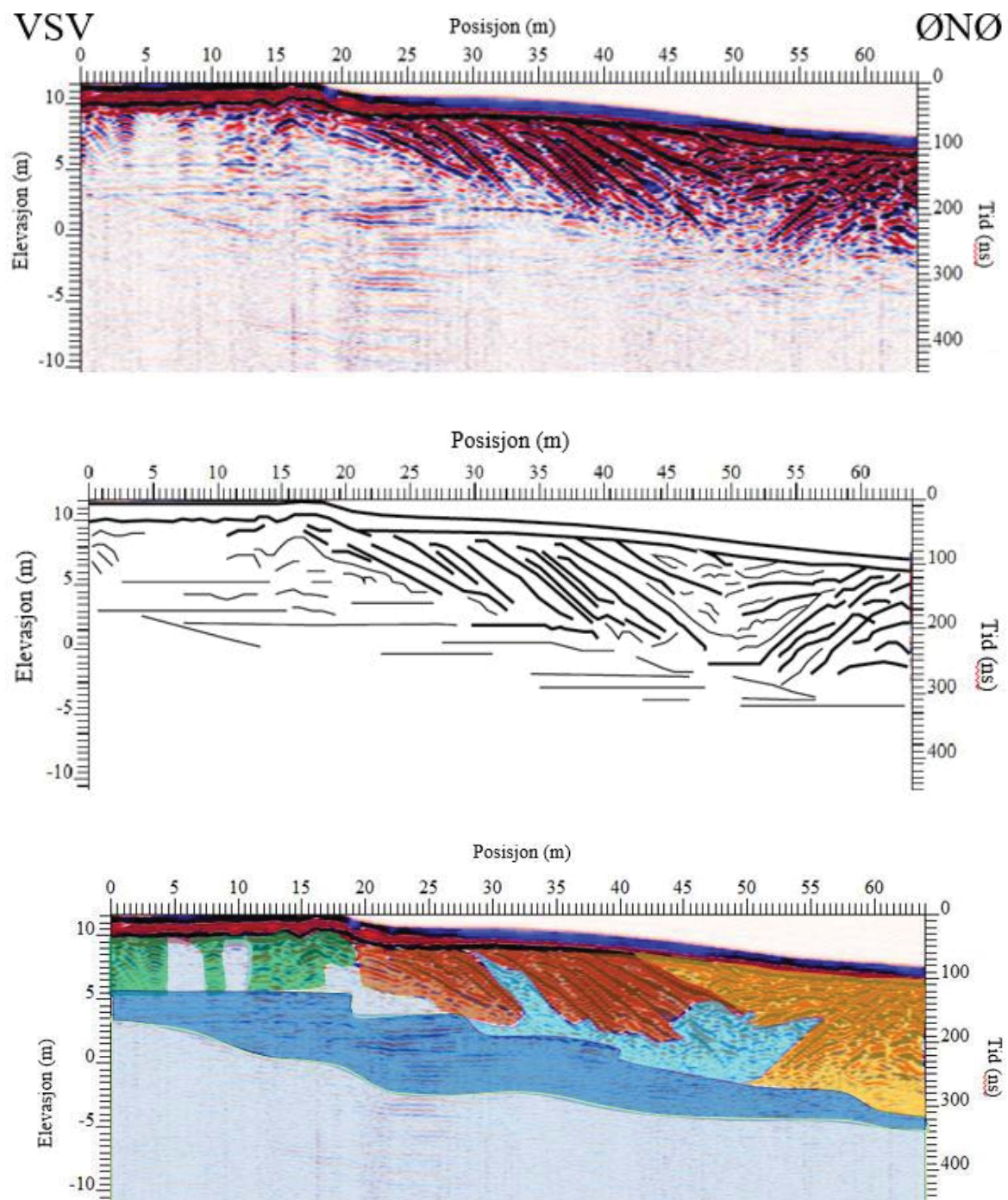
Beskrivelse av tverrprofil

Tverrprofilen (figur 4.66) går fra vest-sørvest mot øst-nordøst. Fra 0 – 17 meter kan det observeres kaotisk refleksjon med diffraksjon og refleksjonsfrie soner som penetrerer ned mot 5 meters dyp. De horisontale til svakt hellende (sub)parallelle reflektorene har en orientering mot øst-nordøst, og strekker seg kontinuerlig gjennom tverrprofilen med underliggende refleksjonsfrie soner. Sterke hellende (sub)parallelle reflektorer (20 – 42 meter) med et svakt sigmoid topplag går i retning øst-nordøst. De hellende (sub)parallelle reflektorene deles opp av en mindre sone med et kaotisk refleksjonsmønster. Tydelige refleksjoner av kompleks kaotisk refleksjonsmønster (42 – 65 meter) har en helningsgrad som går mot vest-sørvest. De kompleks kaotiske og hellende (sub)parallelle reflektorene ligger over et kaotisk refleksjonsmønster. De kompleks kaotiske reflektorene ser ut til å overlappe de hellende (sub)parallelle reflektorene.

Tolkning av tverrprofil

De refleksjonsfrie sonene tyder på homogent sediment eller masser av leire. Over de antatte leirmassene ligger de horisontale til svakt hellende (sub)parallelle reflektorene er antageligvis hatt et avsetningsmiljø med samme transporthastighet eller like mengder tilført materiale. De kompleks-kaotiske refleksjonene, de kaotiske refleksjonene og de hellende (sub)parallelle refleksjonene danner sammen en gjenfylt kanal. Dette tolkes som et gammelt elveleie, som har gravd ut og erodert bort eldre løsmasser som har blitt fylt med nyere løsmasser som gjenspeiler de kaotiske, kompleks-kaotiske og hellende (sub)parallelle refleksjonene. Alternativt kan elvens hastighet ha blitt redusert slik at sedimentasjon fant sted. Disse sedimentene kan ha blitt transportert med elven, og/eller rast ut fra siden av kanalen og avsatt på bunnen av elveleiet. Elveleiet kan ha fjernet finere sedimenter og blitt fylt med grovere materiale som sand og grus. En tredje teori kan være at kanalen har utviklet seg når tilførsel av sedimenter avtok. De hellende (sub)parallelle refleksjonene kan tolkes til å gjenspeile avsetninger dannet fra avsetningsmiljø med elv, der det er mulig alluvial tilførsel. En annen antagelse som styrker den tolkningen vil være at løsmasser ligger høyere opp mot venstre side av kanalen, da overflaten heller svakt mot høyre side av tverrsnittet. De ulike retningene på hellingen, samt et kaotisk refleksjonsmønster som bryter opp det hellende refleksjonsmønsteret kan være krys sjiktning og/eller avsetninger

som skråner i ulike retninger, men som dominerer i øst-nordøst retning. De kompleks-kaotiske refleksjonene har store variasjoner av indre strukturer. Kanalen er mest sannsynlig dannet av fluvialavsetninger. Kanalen har en orienteringsretning mot nord-nordvest, slik som lengdeprofilen. En kan observere svake erosjonssoner ved bunnen av kanalen. Refleksjonene av fyllmassene i kanalen viser en blanding av progradering, kaotisk og kompleks fyll. Der progradering dominerer mot øst-nordøst og kompleks fyll dominerer mot vest-sørvest med kaotisk fyll i midten.



Figur 4.66: Georadarprofil, skisse over strukturene i georadarprofilet og georadarprofil med indentifiserte facies med fargekoder fra figur 3.4

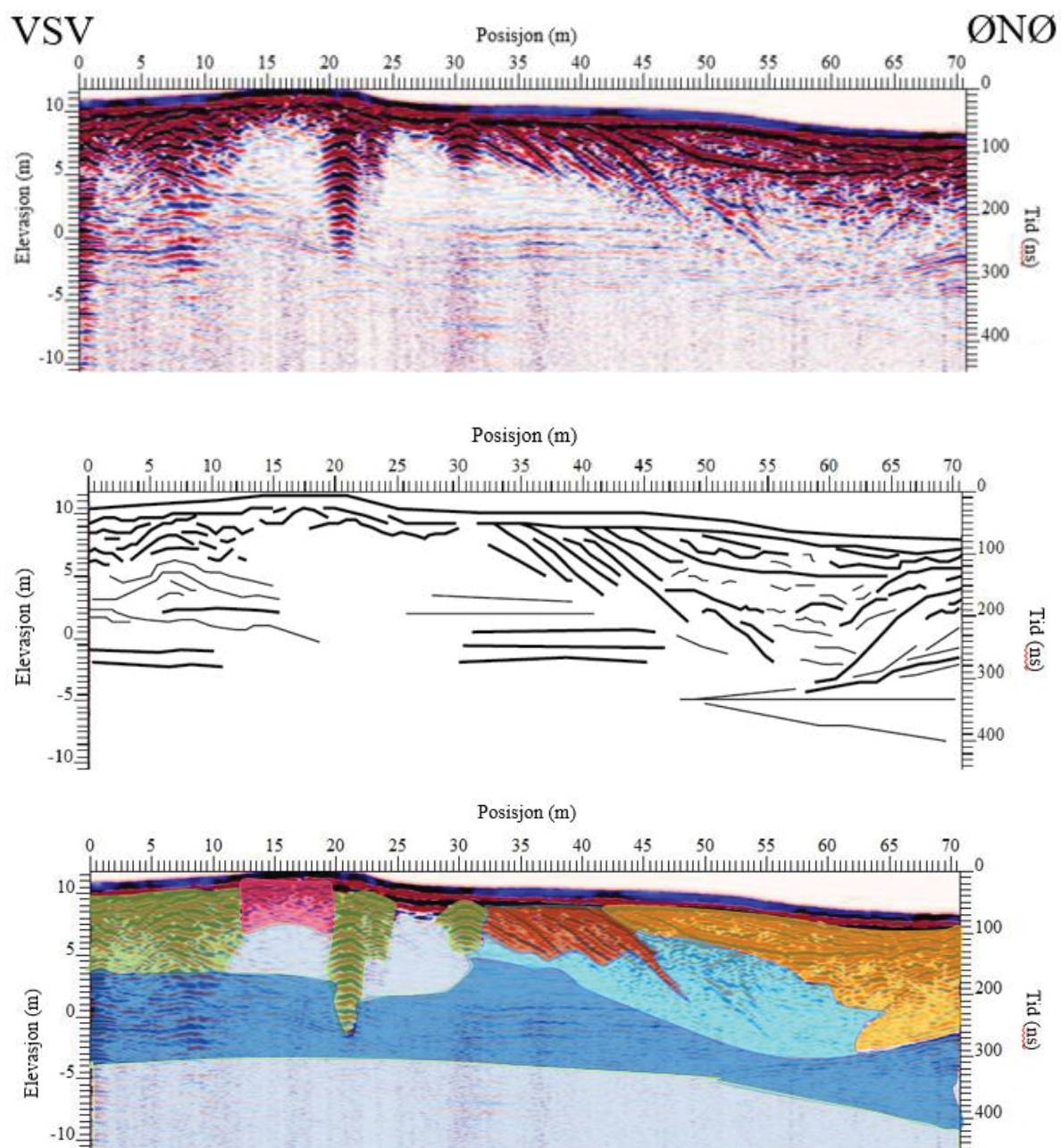
Tverrrprofil 2

Beskrivelse av tverrrprofil

Tverrrprofilet (figur 4.67) går fra vest-sørvest mot øst-nordøst. Tverrrprofil 2 følger samme trend som tverrrprofil 1. Fra 0 – 34 meter kan det observeres tydelig refleksjon med diffraksjon. Refleksjonsignalene er tydeligere enn ved tverrrprofil 1, med synlig berggrunn i overflaten ved 15 meter, med refleksjonsfrie soner nærliggende berggrunnen. Signalene penetrerer ned mot -5 meters dyp, der det går fra forhøyninger i refleksjonene mot horisontale sterke refleksjoner ved 3 meter. De horisontale til svakt hellende (sub)parallelle reflektorene har en orientering mot øst-nordøst, og strekker seg kontinuerlig gjennom tverrrprofilet frem til 50 meter, da orienteringsretningen går mot vest-sørvest. Orienterings endring ligger under høyre side av et kompleks-kaotisk sigmoid refleksjonsmønster som har en sterk helningsgrad mot vest-sørvest. Fra 34 – 43 meter observeres tydelige refleksjoner av hellende (sub)parallelle reflektorer med et svakt sigmoid topplag som går i retning øst-nordøst. Mellom de hellende (sub)parallelle reflektorene og kompleks-kaotisk sigmoid refleksjonsmønster er det et underliggende kaotisk refleksjonsmønster. Et sterkt refleksjonsmønster binder de hellende (sub)parallelle reflektorene med de kompleks-kaotiske refleksjonsmønsteret ved 7 meters dyp, med overliggende kompleks-kaotisk sigmoid refleksjonsmønster.

Tolkning av tverrrprofil:

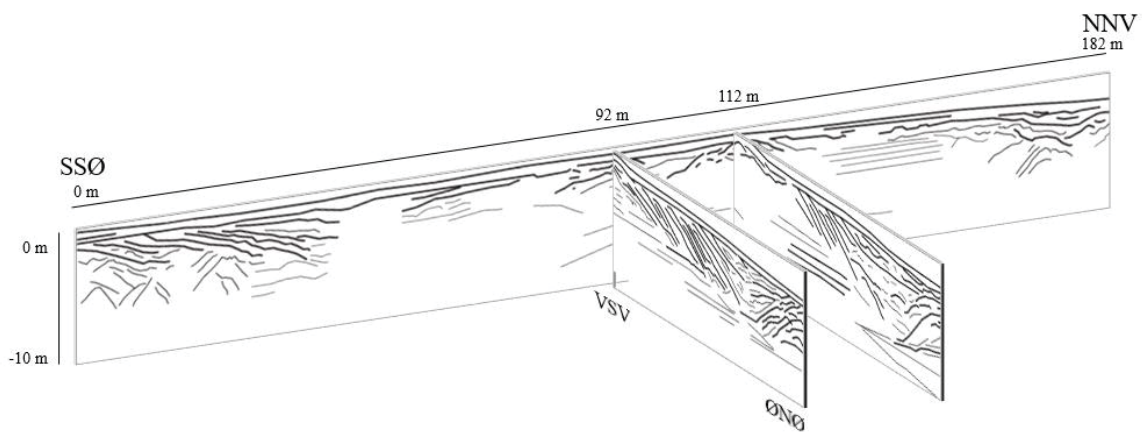
Tverrrprofil 2 følger samme trend som tverrrprofil 1. Forskjellen ligger i overlaget av kanalen ved 7 meters dyp. En tolkning av dette vil være at transporthastigheten på elven har vært kraftig redusert, noe som har ført til finere sedimenter er avsatt som danner den tydelige linjen mellom hellende og kompleks-kaotisk refleksjonsmønsteret. Eventuelt tyder den tydelige linjen på lag med mye vanninnhold. Over linjen ligger et «nyere» lag med kompleks-kaotisk refleksjonsmønster, noe som tyder på at kanalen ble fylt med løsmasser i to episoder. Et diskontinuerlig refleksjonsmønster på høyre side av kanalfyllingen kan tolkes som at løsmasser har hatt senkningsfyll (trough fill) og kanal fyll, kan også tolkes med bakgrunn av retningsorienteringen til refleksjonsmønstrene på østlig og vestlig side.



Figur 4.67: Georadarprofil, skisse over strukturene i georadarprofilet og georadarprofil med indentifiserte facies med fargekoder fra figur 3.4

Tolkning av lengdeprofil og tverrprofil 1 og 2.

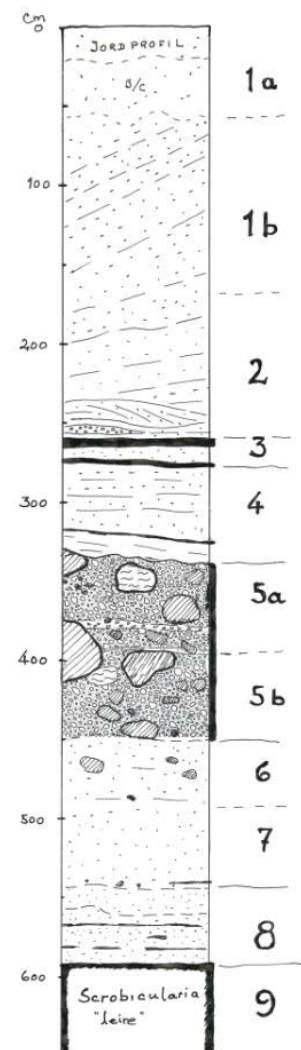
Figur 4.68 viser 3D fra skissene av lengdeprofil (figur 4.65AB) og tverrprofilene (fig 4.66 og 4.67). Figuren er til for å fremstille endring av de indre strukturene ved ulike retningsorientering. Figuren er koblet sammen der tverrprofilene og lengdeprofilet overlapper hverandre. Lengdeprofil og tverrprofilene korrelerer med hverandre der de kobles sammen. Figuren kan tolkes med at antageligvis har katastrofetappingen ført til en sør-nordgående flomretning og avsetningsmønster, der det i senere tid etter tappingen har gått elveleier som har gravd seg ned i samme retning. Ved slutten av lengdeprofilet i vest-sørvest til øst-nordøst gående retning kan det tyde på en utgravd kanal også i dette område. Antageligvis vil oppstikkende berggrunnshøyder være avgjørende for divergerende avsetningsretning (omtrent ved 112 meter).



Figur 4.68: 3D-diagram med skisse over lengdeprofil og tverrsnitt fra georadarundersøkelse.

Logg av vertikalprofil ved tverrsnitt 2.

Et 6 meter vertikalprofil ble undersøkt av Rolf Sørensen i nærheten av tverrprofil 2. Resultatene av vertikalutsnittet i figur 4.69 (Sørensen 1980) kan korreleres til georadarprofilene der Sørensen har kartlagt at studieområdet inneholder grus og sand, i tillegg til leire som stemmer med resultater og tolkninger fra georadarprofilene. Fra 50 – 240 cm inneholder sand og grus med hellende parallelle lag i sørgående retning. Fra 240 – 250 cm er det et kryssende lag i nordgående retning av det som antageligvis er avsetninger transportert i bunnen av en elv. 250 – 270 cm inneholder to horisontale siltlag (markert som svart), med finsand i mellom siltlagene. 270 – 320 cm inneholder diffuse horisontale lag med sand. Fra 330 – 450 cm er innholdet av grove kornfraksjoner med blokker og stein. Fra 450 til omtrent 600 cm er det en overgang fra sand og grus med stein og blokk til finsand med diskontinuerlige siltlag. Nederste del inneholder siltgleire som er datert med ¹⁴C til 2430 år (Sørensen 1980).



Figur 4.69: Vertikalutsnitt (Rolf Sørensen 1980).

5 Diskusjon

Berggrunn

De genererte DEM-modellene over studieområdet gir en detaljert oversikt over lineamenter og høydedrag over landskapet. Berggrunnsstruktur og orientering av sprekkesystemene viser seg å ha en avgjørende rolle for avrenning og beliggenhet av elveløp, terrasseflater og elvekanaler i nedbørsfeltet. Dette kan eksempelvis observeres i figur 4.8, og 4.10. Retning på sprekkesystemene i berggrunnen er hovedsakelig nord- og sørgående, med dalstrukturer i øst- og vestgående retning. Disse lineamentene vil derfor antageligvis være bestemmende for elveløp i studieområdet. Eksempel på dette vil være hovedløpene. Dette kan observeres i dreneringssystemet, der hovedbekkene Smebølbekken, Bølstadbekken og Norderåsbekken har sine elveløp i dalstrukturene. Det viser seg at sprekkesystemene i nord- og sørgående retning ikke har like stor betydning som de øst- og vest orienterte sprekkestrukturene. Nord- og sørgående retning viser å ha en avgjørende rolle for bekkkanaler i høydedrag som renner nedstrøms hovedløpene Smebølbekken og Bølstadbekken. Det som vil være den mest avgjørende retningen for berggrunnsstruktur for avrenningsmønsteret og dreneringssystemet vil derfor være den øst- og vestgående. Årsaken til dette vil være gravitasjonskraften på de hydrologiske fluksene, der vannføring går fra høyereliggende områder mot lavereliggende områder. Siden Årungen innsjø er det laveste punktet i nedbørsfeltet (se bort fra utløpet ved Vassum og Bunnefjorden) vil dreneringsmønsteret orientere seg nedstrøms mot innsjøen. Fra utløpet ved Vassum mot Bunnefjorden vil det være den nord- og sørgående retningen være bestemmende basert på samme grunnlag. Figur 4.40 viser også på mindre skala at høydedrag er bestemmende for vannføringen, ved utløpet av Norderåsbekken observeres det at bekkeløpet endrer vinkel på elveløpet ved møte med berggrunn nedstrøms mot Årungen innsjø. Det samme kan observeres for utløpet ved Syverudbekken, der elveløpet blir styrt av høydedrag fra nordlig og sørlig side av utløpet. Avrenningsmønsteret for hypotetisk overflatevann viser det samme i mindre skala (figur 4.12) der overflatevann blir styrt av forsenkningene mellom sprekkesystemene.

Berggrunnsstruktur og retning av sprekkesystemene viser seg derfor å ha en avgjørende rolle for avrenning og beliggenhet av bekke-, elveløp og elvekanaler i nedbørsfeltet. Berggrunn viser seg også å ha en betydning på terrasseflatene i studieområdet. Terrasseflatenes beliggenhet er inntil berggrunn og høydedrag og blir erodert av elveløp som følge av sprekkestrukturen i berggrunnen.

Havnivåendringer og morenerygger

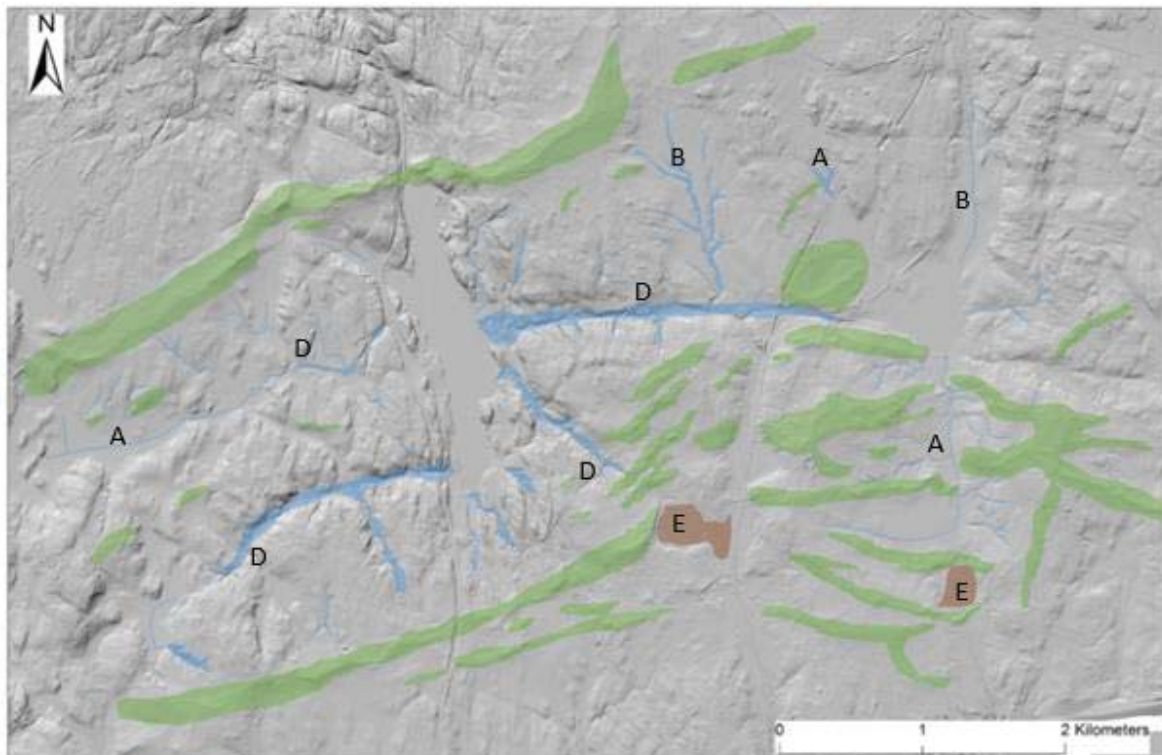
Moreneryggens orientering i landskapet viser seg å ha en øst-vest orientert retning som vist i figur 4.13, der Ås- og Skimorenen går i retning vest-sørvest, øst-nordøst. Israndavsetningene i landskapet har hovedsakelig samme orientering, der noen av ryggene har en vest-nordvest, øst-sørøst orientering. Dette mønsteret kan komme av innlandsisens tilbaketrekking med kalvings episoder ved Oslofjorden (figur 2.1) (Sørensen 1992), som har bidratt til at store deler av brefronten orienterer seg etter kalving med raskere tilbaketrekking som har en avgjørende rolle for orientering av endemorenene i nedbørsfeltet, i tillegg til at innlandsisen har trukket seg tilbake i sør-nordgående retning. Antageligvis er det avsatt et nettverk av det som kan være årsmorener (figur 4.16), dette er basert på avstanden mellom mindre forgreninger av rygger der denne avstanden har en sammenheng med gjennomsnittlig tilbaketrekkingshastighet på 30 – 40 meter per år (Vorren & Mangerud 2013). Denne teorien kan bekreftes av antagelsene til Rosenfeld (Rosenfeld 1978). De kartlagte gravhaugene i studieområdet er observert på morenerygger i høytliggende områder, særlig på østlig del av studieområdet, og langs markere rygger som Åsmorenen i vestlige del.

Moreneryggene ligger svært tydelig til i østlig del av nedbørsfeltet i forhold til ryggene i vestlige del. Basert på datering av strandlinjeforskyvning fra Sørensen 1979, viser det seg at havnivået stod ± 1200 år lenger i den vestlige delen av studieområdet, noe som tyder på et lenger tidsintervall av sedimentasjon finere kornfraksjoner som silt og leire (havavsetninger). Det finnes spor over morenerygger i den vestlige delen som er kartlagt av Rosenfeld (Rosenfeld 1978), men disse ryggene var vanskelige å observere med de genererte DEM-modellene av området, enkelte ble funnet, i tillegg til feltundersøkelse ved terrasse og ravine der ravinen inneholdt blokker. Dette vil antageligvis bety at moreneryggene ligger under havavsetningene. I tillegg til bølgevasking og utvasking under havnivået kan være årsaken til at disse ryggene er mindre i høyde og vanskelige å observere, i sammenheng med tykkere lag havavsetninger. Moreneryggene i østlig del av studieområdet vil antageligvis være mer markerte basert på samme grunnlag, der disse ligger høyere over havet, og vært utsatt for hav- og utvasking i en mindre periode enn vestlig del. Dette kan også korreleres til terrasseflater der disse er synlige i deler av den vestlige delen av studieområdet i tillegg langs Årungen innsjø. Terrasseflatene har hatt en lenger periode med å bygge seg opp i disse områdene under havnivået, og langs hovedløpene.

Elveløp

Høydeforskjeller i landskapet, høydedrag, løsmassetyper og morenerygger har en avgjørende rolle som styrende form for dreneringssystemet i terrenget. Nedenfor er det en figur (5.1) over hoveddryggene som er kartlagt i DEM-modellen (figur 4.5), med to av myrområdene i terrenget, elveløp, grøftet bekkeløp og raviner. De samme formene i landskapet kan tydelig observeres i figurene 4.2 og 4.3 som viser 4x vertikal overdrivelse av nedbørsfeltet. Eldre raviner og nedskjæringer i havavsetningene viser gamle avrenningssystemer, der løsmasser er fjernet som følge av fluvial erosjon av overflatevann. Forsenkningene viser seg å være i havavsetninger og langs dalstrukturene der det går hovedløp som Smebølbekken, Storgrava, Bølstadbekken og Norderåsbekken (D). Styrende form for disse løpene på vestlig side av studieområdet viser seg å være høydedrag fra underliggende og overliggende berggrunn, i tillegg til forhøyninger som kan tolkes som morenerygger (A). Orientering av ravine og eldre elveløp ved Sneis (B) virker å være basert på høydeforskjellene i området med avgrensning av tynnere løsmasser og berggrunn fra øst og vest, basert på samme grunnlag vil muligens være tilfelle for andre B, som også har dalform med nord-sør lineamentretning. Moreneryggene i østlig del av nedbørsfeltet virker å ha en avgjørende rolle for eldre nedsenkninger i området, der avrenning får mellom disse ryggene (A). Myrområdene i (E) er avgrenset av ryggformer, som gir grunnlag for myrdannelse. Tatt i betraktning vil styrende form også være påvirket av løsmaterialets erosjonsmotstand og tykkelse, i tillegg til erosjonsbasis. Løsmassefordelingen, type avsetning og tykkelse er avgjørende for graden av nedskjæringer i området, her vil også de hydrologiske fluksene være avgjørende for dannelse av negative landformer.

Fortidens vegetasjonsdekke kan også ha bidratt til beliggenheten av strømningsretning av eldre synlige løp, med bakgrunn av at vegetasjon bidrar til erosjonsmotstand, for å gi en grundig konklusjon på de styrende prosessene burde flere undersøkelser tas.



Figur 5.1 Digital elevasjonmodell over kartlagte rygger (grønn), raviner og elveløp (blå). Fjellskygge (asimut 337.5) fra nedbørsfeltet til Årungen. Modellen er fremstilt i ArcMap ved bruk av LiDAR-data fra Høydedata (Høydedata 2016).

Bunnefjorden

Det undersøkte deltaet med georadar viser at sedimentstrukturene under overflaten har et særegent utseende for oppbyggingen, med diskontinuerlige facies (figur 4.65-4.68). Dannelsen og oppbyggingen av dette deltaet stammer sannsynligvis under en katastrofetapping der deler av Skimorenen raste ut, der store mengder morenemateriale og vann fra Årungen innsjø ble transportert mot Bunnefjorden (Sørensen 1980). De horisontale til svakt hellende (sub)parallelle reflektorene og hellende (sub)parallelle reflektorene tyder på et avsetningsmiljø med lateral utbygging eller progradering. Strukturene viser at sedimentene er avsatt i nord-nordvestgående retning. Nord-nordvestgående retning følger lineament for Bunnefjorden, noe som indikerer på at det avsatte materialet kommer fra retning Årungen, med bakgrunn av at vann dreneres nedstrøms fra utløpet av Årungen innsjø mot Bunnefjorden, noe som samsvarer med tolkning av Rolf Sørensen (Sørensen 1980). Progradering forekommer ved sediment transport fra land mot hav,

noe som indikerer på at deltaet ble avsatt under vann, denne teorien støttes av Sørensen, om at deltaet ble avsatt 15 meter under vann (Sørensen 1980). Kanalfyllingen i deltaet viser seg å ha en orienteringsretning nord-nordvest som sammenfaller med retning av dreneringsløpet fra Årungen mot Bunnefjorden. En kan anta at den særegne oppbyggingen av deltaet kommer fra katastrofetappingen, der hastigheten på de transporterte sedimentene og en opprinnelig ujevn topografi med stor tilførsel av grovere sedimenter som grus og sand fra Skimorenen der orienteringen av helningsgraden til facies varierer. De refleksjonsfrie sonene tyder på leire som ligger under de grovere sedimentene, som antageligvis kommer fra det opprinnelige laget før deltaet som inneholder for det meste sand og grus ble dannet. Kartlegging av Sørensen (figur 4.69) viser at nederste del av profilet inneholder siltig leire, der det vertikale snittet inneholder hovedsakelig sand og grus, med 1,2 meter tykt lag blokk og stein (Sørensen 1980). Blokk- og steinmaterialet i deltaet vil derfor antageligvis ha blitt transportert med stor hastighet, noe som stemmer overens med brudd i Skimorenen ved utløpet til Årungen innsjø, og de store vannmassene som fulgte med.

Prosesser

Etter at havnivået ble redusert et nivå landformene ikke lenger lå under vann, vil aktive prosessene for dannelse av landformer være fluviale geomorfologiske prosesser som følge av vann og avrenning av overflatevann, der disse prosessene former landskapet gjennom erosjon, transport og sedimentasjon av løsmateriale. Landformer som er dannet fra disse prosessene er synlige i form av raviner, elve- og bekkeløp, og erosjon og sedimentasjon langs terrasseflater. Dette vil være synlig langs de store elveløpene, ser elvekanaler har erodert seg gjennom løsmateriale. Denne antagelsen kommer hovedsakelig fra kapittelet om bekke- og elveløp, med analyser om helningsgrad og kurvprofil for erosjon og sedimentasjon. Langs ravinebunnen er det i dag høyest erosjon og sedimenttransport i elvenedskjæringene, som følge av vanntransport. Dette ser man også i de meanderende løpene, der erosjon vil være høyest langs yttersvingene der vannet treffer elvekanten med høyest hastighet, som stemmer overens med analysene av kurvprofil, men også helningsgraden da dette er en viktig faktor for erosjonsrisikoen, men også hastigheten av transport som akkumuleres med høyere helningsgrad fra høyere område mot lavere område. Hypotetisk avrenningsmønster for overflatevann som samler seg i kanalene viser

seg også å være bestemmende for erosjon og dannelse av elvekanaler i terrasser og fra høyereliggende berggrunn mellom sprekkesystemer i sammenheng med helningsgraden for området. Avrenning fra nedbørsperioder vil dermed også være en bestemmende faktor som sedimenttransport og dannelse av elve- og bekkekanaler og nedbrytning og oppbygging av terrasseflater.

Temperatur er i korrelasjon med nedbør og avrenning, der økning av nedbør, antall dager med nedbør, og nedbørintensitet vil øke erosjon og avrenning av sedimenter. Ifølge rapporten Klimaet i Norge 2100 (Miljødirektoratet 2015) for Østlandet vil både temperatur, total nedbørsmengde, antall dager med nedbør, og nedbørintensitet øke. Økt nedbør og intensitet vil føre til mer overflatevann over nedbørsfeltet til Årungen, noe som antageligvis vil forsterke de fluviale prosessene vi observerer i dag med større flukser av overflatevann. Tatt i betraktning vil en økning i temperatur øke vegetasjonsvekst som vil kunne redusere erosjonsrisikoen. Antageligvis vil en økning av overflatevann som dreneres nedstrøms føre til økt transporthastighet, noe som vil øke erosjonsraten og sedimenttransporten i studieområdet.

6 Konklusjon

- Bruk av LiDAR-data til å generere høyoppløselige høyde- og terrengmodeller viser seg å være en god metode for geomorfologisk kartlegging i kvantitativ og kvalitativ skala, hovedsakelig for glacial- og fluvialmorfolologisk kartlegging i dette studiet.
- Lineamenter og sprekkesystemer i Årungen viser seg å ha en bestemmende for avrenning og beliggenhet av bekkeløp, elveløp og elvekanaler i nedbørsfeltet.
- Havnivået har antageligvis en avgjørende rolle av beliggenhet av synlige ryggformer og fravær av ryggformene.
- Høydeforskjeller i landskapet, høydedrag og løsmassetyper har en styrende rolle for dreneringssystemet i terrenget.
- Georadar undersøkelser av det submarine deltaet forsterker teorien om at deltaet ble dannet under katastrofetapping.
- Fluviale prosesser er en av hovedprosessene i nedbørsfeltet i dag, og vil antageligvis forsterkes i fremtiden med økning av hydrologiske flukser.

7 Forslag til videre undersøkelser:

- Estimere erosjonsrisikoen i studieområdet basert på helningsgrad og jordtype ved bruk av de genererte modellene fra LiDAR-data og feltundersøkelser/litteratur om jordtyper i studieområdet, spesielt i områder der helningsgraden er relativt bratt i områder med tykke lag løsmasser.
- Estimere volumetrisk tap av løsmateriale i ravinesystemene / estimere hvor mye løsmateriale som er transportert ut i Årungen innsjø basert på nedskjæringene i studieområdet.
- Foreta feltundersøkelser ved antatte strandlinjer funnet i DEM-modellen.
- Ta flere hydrologiske undersøkelser ved bruk av LiDAR-data for å få en detaljert oversikt over del-nedbørsfelt i studieområdet.

8 Referanser

Anderson, R. S. & Anderson, S. P. (2010). *Geomorphology: The mechanics and chemistry of Landscapes*. Cambridge University. UK.

Annan, A. P. (2003). *Ground Penetrating Radar. Principles, Procedures & Applications*. Sensors & Software Inc.

ArcMap (2016b) An overview of the Hydrology toolset.

<http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/an-overview-of-the-hydrology-tools.htm> Lest 10.05.17

ArcMap (2016c) LAS dataset to Raster function

<http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/manage-data/raster-and-images/las-dataset-to-raster-function.htm> Lest 10.05.17

ArcMap (2016a): Surface creation and analysis.

<http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/analyze/commonly-used-tools/surface-creation-and-analysis.htm> Lest: 10.05.17

ArcGIS pro (2016) How Hillshade works. <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/3d-analyst/how-hillshade-works.htm> Lest: 10.05.17

Bjørlykke, K. O. Løddesøl, A. (1930). *Jorden i Ås, med et oversiktskart over jordbunnen på Norges Landbrukshøiskoles eiendom i målestokken 1:10000*. Særtrykk av meldinger fra Norges Landbrukshøiskole nr. 5 vol X, Oslo

Bristow, C.S. & Jol, H.M. (2003). *Ground Penetrating Radar in Sediments*. Geological Society, London, Special Publications, 211, 87-98, 111-126.

Berg, N. E. (2005). Årungen - en reise i tid. Ås Nytt Nr. 11, Ås

Berg, N. E. (2005). Årungen - en reise i tid. Ås Nytt Nr. 9, Ås

Børresen, T. (2011). *Erosion studies in plot field experiments with different tillage systems in Norway*. Predictions and reduction of Diffuse Pollution, Solid Emission and Extreme Flows from Rural Areas - case study of small agricultural catchment 153-169. Wydawnictwo SGGW, Warsawa-PL.

Greipsland, I. (2016). *Climate change and potential effects on agriculture and water quality*. NIBIO (Norsk institutt for bioøkonomi): NIBIO POP. VOL 2 – NR. 20 April 2016.

https://brage.bibsys.no/xmlui/bitstream/handle/11250/2387555/3/NIBIO_POP_2016_2_20.pdf Lest 10. 5. 2017.

Hald, M., Dokken, T., Mikalsen, G. (2001). *Adrupt climatic change during the last interglacial-glacial cycle in the polar North Atlantic*. Marine Geology 176. 121 – 137.

Jørgensen, P., Sørensen, R. & Haldorsen, S. (1997). Kvartærgeologi. Landbruksforlaget, Oslo.

Høydedata. (2015). <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/> (lest 5.05.17)

Kartverket. (2016). Laserskanning. Tilgjengelig fra:

<http://www.kartverket.no/Kart/Laserskanning/> (lest 09.05.17)

Kartverket. (2015). Klarsignal for 3D modell av Norge <http://www.kartverket.no/om-kartverket/Nyheter/klarsignal-for-3d-modell-av-norge/> (lest 09.05.17)

Kartverket. (2017). Terrengmodeller

<http://www.kartverket.no/data/Kartdata/Terrengmodeller/> (lest 09.05.17)

Nesje, A. (2012). Brelære: *Bre, landskap, klimaendringer og datering*. 2. utg. Høyskoleforlaget. 64-89.

NGU (2017a) Arealinformasjon http://geo.ngu.no/kart/arealis_mobil/ lest 04.05.17

NGU (2017b) Løsmasser http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/ lest 04.05.17

NGU (2017c) Berggrunn http://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/ lest 04.05.17

NVE kartkatalog. (2017). KART – NVE Temakart. Nedbørfelt REGINE. <https://gis3.nve.no/link/?link=nedborfelt> Lest 11.05.17

NVE kartkatalog. (2017). WMS TJENESTER. Vann.

<http://gis3.nve.no/kartkatalog/metadatabase/wmstjenester.html> Lest 14.05.17

NIBIO. (2008). *Erosjonsrisiko*. <http://www.skogoglandskap.no/artikler/2008/erosjonsrisiko>
Lest 10.05.17

Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. & Svendsen, J.I. (2011). *Glacial history of Norway*. I Ehlers, J., Gibbard, P. & Hughes, P. D. (red.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology: A Closer Look*, 279-298. Elsevier.

Mauring, E., Koziel, J., Lauritsen, T., Rønning, J. S. & Tønnesen, J. F. (1995). Målinger med georadar: *Teori, anvendelse, teknikker og eksempler på opptak*. Norges geologiske undersøkelse, rapport nr. 94.024, Trondheim.

Miljødirektoratet: *Klima i Norge 2100*. Rapport, 2015: 204 s.
<http://www.miljodirektoratet.no/no/Publikasjoner/2015/September-2015/Klima-i-Norge-2100/>,
<http://www.miljodirektoratet.no/Documents/publikasjoner/M406/M406.pdf>

Lest 04.05.2017

Mæhlum, G., Werner, M. (2014) Follo prosjektrapport LiDAR Rapport.BNO 14004, Blom, Oslo

Reading, H.G. & Levell, B.K. (1996): Controls on the sedimentary rock record. In Reading, H.G. (ed.): *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. 3rd ed. Blackwell Science, Oxford, 5-36.

Rosenfeld H. J. (1978): *Israndavsetninger i området Vestby-Ski*. Rapport nr. 6. 18 s. Norges Landbrukshøgskole.

Schwartz. F.W. & Zhang, H. (2003). *Fundamentals of Ground Water*. John Wiley & Sons, Inc. 170-179

Sensors & Software Inc. (2016). *EKKO_Project with Processing, Bridge Deck Condition and Pavement Structure Modules*. User's Guide.

Sensors & Software Inc. (2016). EKKO_Project LineView & Interpretation Modules. User's Guide.

Sensors & Software (2017a) pulseEKKO accessories
<https://www.sensoft.ca/products/pulseekkopro/accessories/> Lest 15.03.17

Sensors & Software (2017b) pulseEKKO Configuratuons
<https://www.sensoft.ca/products/pulseekkopro/configurations/> Lest 15.03.17

Sigmond, E. M. O., Bryhni, I. & Jorde, K. (2013). Norsk geologisk ordbok. Akademika forlag, Trondheim.

Statens kartverk. (2013). Produktspesifikasjon Nasjonal modell for høydedata fra laserskanning (FKB-Laser). Produktspesifikasjon FKB-Laser Versjon 2.0 2013-02-01, Oslo.

Store Norske Leksikon (2016). Asimut. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/asimut> (lest 08.05.17).

Sulebak, J. (2007). *Landformer og prosesser*. Fagbokforlaget Vigmostad & Bjørke AS.

Sørensen, R. (1979). Late Weichselian deglaciation in the Oslofjord area, South Norway. *Boreas* 8, 241-246.

Sørensen, R. (1980). En tidlig subatlantisk «mudflow» dannet ved katastrofetapping av Årungen i Søndre Akershus. Norges Landbrukshøgskole. Ås-NLH.

Sørensen, R. (1983). Glacial deposits in the Oslofjord area. In Ehlers, J. (Ed.): *Glacial Deposits in North-west Europe*, pp. 19–27. Rotterdam.

Sørensen, R. (1992): The physical environment of Late Weichselian deglaciation of the Oslofjord region, southeastern Norway. *Sveriges Geologiska Undersökning, Ser Ca 81*, 339-346.

Sørensen, R., Høeg, H. I. & Pedersen, A. (2015): Holocen vegetasjonshistorie og utviklingen av en myr i søndre Akershus. *Blyttia* 73(3) 175-191.

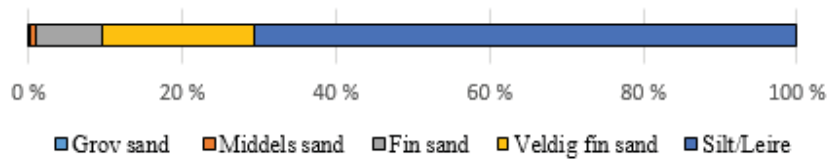
Sørensen, R. Johansen, Ø. K., Dørum, K. (1996). Frogn blir til. Grunnfjell, istider og grunnlaget for plante- og dyrelivet. Frogn Bygdebokverk Bind I, Frogn.

Vorren, T.O. & Mangerud, J. (2013). Istider kommer og går. I: Ramberg, I.B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A (red.): *Landet blir til. Norges geologi*. 2. utg. Norsk geologisk forening, Trondheim.

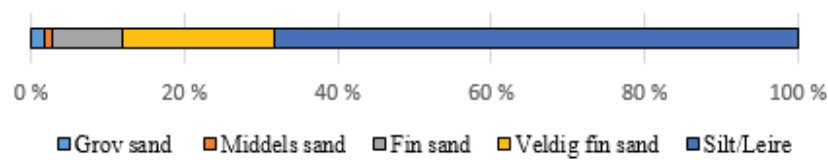
Vorren, T. O., Mangerud, J., Blikra, L. H., Nesje, A. & Sveian, H. (2013). Norge av i dag trer fram. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A (red.): *Landet blir til. Norges geologi*, 2. utg. Norsk geologisk forening, Trondheim.

Vedlegg

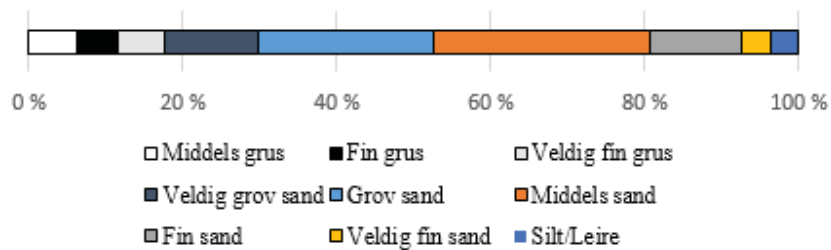
Sedimentprøve 3 (%)



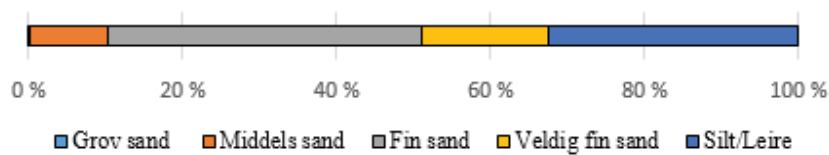
Sedimentprøve 4 (%)



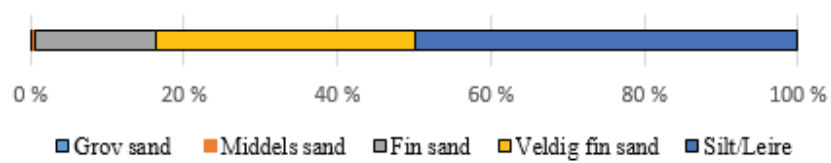
Sedimentprøve 5 (%)



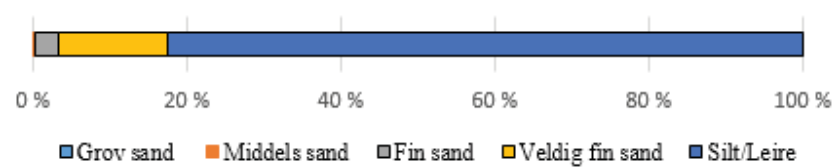
Sedimentprøve 6 (%)



Sedimentprøve 7 (%)



Sedimentprøve 8 (%)





Norges miljø- og biovitenskapelig universitet
Noregs miljø- og biovitenskapelige universitet
Norwegian University of Life Sciences

Postboks 5003
NO-1432 Ås
Norway